



FACULTAD DE  
INGENIERÍA



UNIVERSIDAD  
DE LA REPÚBLICA  
URUGUAY



FACULTAD DE  
**CIENCIAS**

UDELAR | [fcien.edu.uy](http://fcien.edu.uy)

# UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA

Proyecto final de carrera

Licenciatura en Ciencias de la Atmósfera

Caso de estudio: Influencia de los océanos tropicales en  
la predictibilidad estacional de precipitación en Uruguay  
en el verano del 2020

---

**Vanessa Bentancur**

**Tutor: Dr. Gabriel Cazes Boezio**

Facultad de Ingeniería - Facultad de Ciencias

Universidad de la república

Montevideo, Uruguay

Noviembre, 2022

<b>1. Introducción</b>	<b>3</b>
1.1. Motivación del caso de estudio	3
1.2. Marco teórico y antecedentes	6
1.3. Objetivos	12
<b>2. Datos y metodología</b>	<b>13</b>
2.1. Datos	13
2.2. Características y funcionamiento del modelo	14
2.3. Procedimiento	18
I. Pre-procesamiento de los datos a proporcionar al modelo	18
II. Herramienta WPS (WRF Preprocessing System)	20
III. Configuración del WRF y realización de las simulaciones	21
2.4. Descripción de las simulaciones	23
I. Resultado preliminar: salidas de la simulación de control	25
II. Procesamiento de las salidas obtenidas	29
III. Test de significancia estadística Monte Carlo	30
<b>3. Resultados y discusión</b>	<b>32</b>
3.1. Temperatura de superficie del mar del CFS-v2	33
3.2. Simulaciones GOGA	33
3.3. Simulaciones POGA	38
3.4. Simulaciones IOGA	42
3.5. Simulaciones AOGA	46
3.6. Efectos de dispersión en el ensemble de simulaciones	47
3.7. Discusión sobre los resultados de las simulaciones	50
3.8. Análisis de la Fuente de Ondas de Rossby (RWS)	56
<b>4. Conclusiones</b>	<b>66</b>
<b>5. Bibliografía</b>	<b>68</b>
<b>6. Anexo</b>	<b>71</b>
6.1. Salidas de reanálisis R_GOGA y R_POGA.	71
6.2. Teoría de Ondas de Rossby	75

## **1. Introducción**

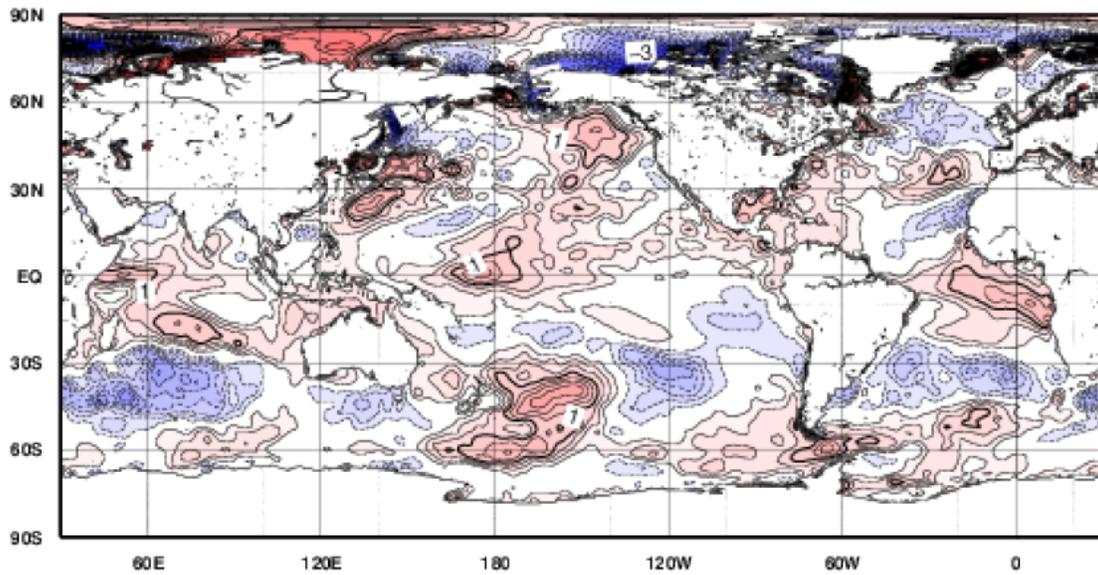
**Este primer capítulo muestra la motivación de realizar este caso de estudio de variabilidad climática, seguido por el marco teórico y antecedentes considerados como base de esta investigación, y finalmente se detallan los objetivos principales del trabajo.**

### ***1.1. Motivación del caso de estudio***

La variabilidad climática de la región está fuertemente influenciada por El Niño Oscilación del Sur (ENSO en sus siglas en inglés) (Ropelewski y Halpert, 1987, Pisciottano et al., 1994, Cazes Boezio et al. 2003). Por lo tanto, si el Océano Pacífico ecuatorial se encuentra en condiciones de El Niño o La Niña, la predictibilidad del clima estacional sobre Uruguay aumenta, siempre y cuando se tenga un conocimiento sobre sus efectos sobre la región. Durante la temporada de verano del 2019-2020, comprendida en los meses diciembre, enero y febrero (a partir de ahora DEF), las anomalías de precipitación en Uruguay fueron negativas, a pesar de la presencia de anomalías positivas moderadas de la temperatura de superficie del mar (TSM) sobre el Océano Pacífico ecuatorial este y central. Este patrón de anomalías es compatible con un evento de El Niño Modoki moderado (Martín Gómez et al. 2020).

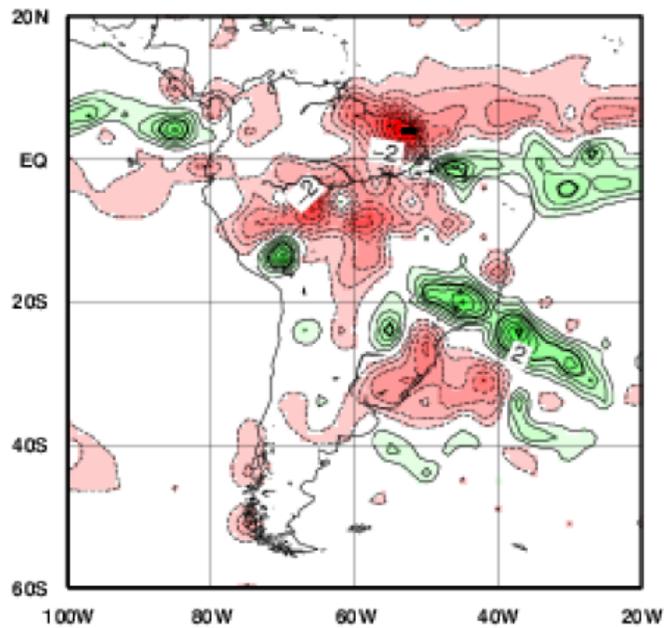
En las siguientes figuras, se muestran los campos de anomalías de TSM y de precipitación. Por un lado, en la figura 1, las anomalías de TSM del trimestre DEF obtenidas mediante datos del reanálisis NCEP-NCAR (Reynolds et al., 2002), y por el otro en la figura 2 las anomalías de precipitación del mismo período, obtenidas mediante observaciones de precipitación del Climate Prediction Center (CPC) Merged Analysis of Precipitation (CMAP) (Xie y Arkin, 1997).

### Anomalías de TSM en DEF del 2020



**Figura 1:** Anomalías de TSM durante el trimestre DEF de 2020 con respecto al 1990-2019. Obtenida del reanálisis NCEP-NCAR, los contornos son cada 0.25 °C.

### Anomalías de precipitación en DEF del 2020



**Figura 2:** Anomalia de precipitación en mm/día durante el trimestre DEF de 2020 con respecto al 1990-2019. Obtenida de observaciones de CMAP, los contornos son cada 0.5 mm/día.

A partir de este evento, surgió el interés de entender con mayor profundidad qué sucedió a nivel climático para generar las anomalías negativas de precipitación sobre el Uruguay. Por lo tanto, con la motivación de mejorar las predicciones estacionales de precipitación en Uruguay, en este trabajo se realizó un estudio de caso en base a simulaciones de un modelo de circulación general de la atmósfera, forzadas con campos de TSM obtenidos de pronósticos globales. El motivo por el cuál se utilizaron pronósticos retrospectivos de TSM fue, que es una manera de investigar parcialmente si mediante pronósticos de TSM y simulaciones de un modelo climático se podría pronosticar de antemano cómo serían las anomalías de precipitaciones sobre Uruguay en escala estacional. Entonces, por un lado se realizaron experimentos considerando el pronóstico de TSM global, y por otro, solamente las anomalías de TSM pronosticadas en las distintas cuencas, el Océano Pacífico, Océano Índico, y Océano Atlántico. A partir de los resultados se buscaron hipótesis para explicar las anomalías de precipitación ocurridas durante el período de interés.

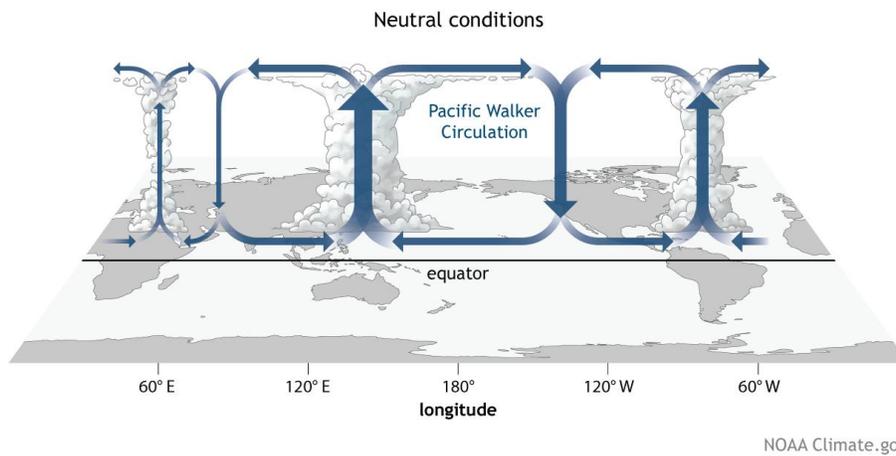
En primer lugar, este trabajo permite fortalecer conocimientos sobre los patrones oceánicos y atmosféricos que definen la variabilidad climática y la precipitación sobre el Uruguay, lo que es fundamental para mejorar la capacidad de realizar predicciones más acertadas en caso de que ocurran situaciones similares, y siendo este un estudio de un caso particular, se pudo realizar un análisis más profundo del evento de interés. Además, el modelo a simular fue el WRF (Weather Research and Forecasting), y el hecho de utilizar un modelo de circulación atmosférica para realizar este tipo de estudio, es una manera de testear parcialmente al modelo para este tipo de aplicaciones. Por otro lado, también se realizaron simulaciones forzadas mediante anomalías de TSM con datos de reanálisis, a modo de testeo parcial de los datos de pronóstico de TSM. Finalmente, se puede destacar que en este trabajo las simulaciones del WRF fueron realizadas de modo global, es decir con un dominio total de la superficie terrestre, a pesar de que normalmente este modelo es utilizado para aplicaciones regionales, habiendo muchos estudios para este tipo de simulaciones pero no tantos para el modo global. Este trabajo por lo tanto, también testea la capacidad del

WRF de realizar simulaciones con dominios globales, normalmente realizadas por modelos climáticos globales (GCMs).

## **1.2. Marco teórico y antecedentes**

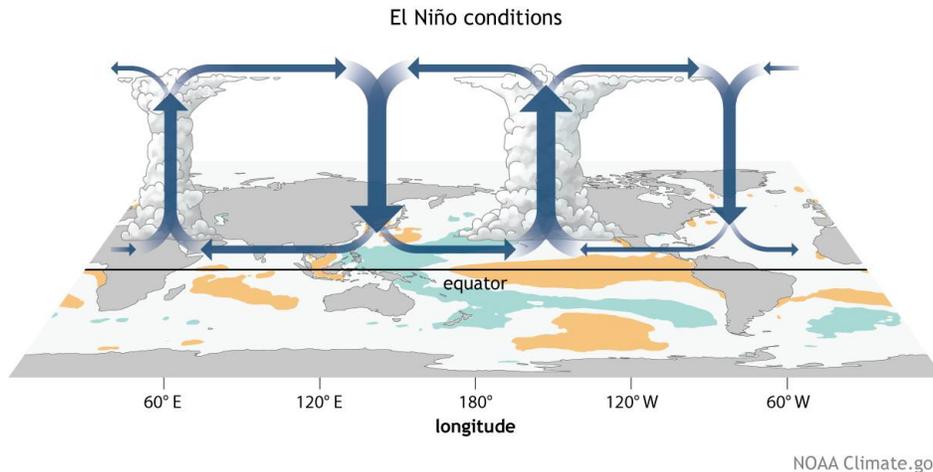
La variabilidad atmosférica interanual es influenciada por el forzante oceánico y la dinámica interna de la atmósfera (Nobre et al., 2006). La atmósfera y el océano forman lo que se conoce como sistema acoplado, ya que la circulación atmosférica se ve afectada por las anomalías de TSM en la región tropical, y las temperaturas de superficie del mar a su vez se ven afectadas por las anomalías de viento en superficie, los flujos radiativos y el calor sensible atmosféricos. Además, la superficie oceánica tiene una gran inercia térmica, por lo tanto las anomalías de TSM tienden a tener una variabilidad en escalas temporales mucho mayores a las variaciones sub-estacionales de la atmósfera. Por lo tanto, conocer el estado de la TSM es fundamental para estudiar la variabilidad interanual y estacional de la atmósfera, siendo esto clave para la predicción climática estacional. Sin embargo, la influencia de las anomalías de TSM en los patrones de circulación en general no suele ser solamente en la misma zona donde se generan. De hecho, se puede producir en regiones muy distantes de las mismas. Esto se debe a la existencia de teleconexiones entre el océano y la atmósfera (Bjerknes, 1969), generadas mediante la propagación de trenes de ondas de Rossby. Las anomalías de TSM tropicales alteran el flujo de calor latente y sensible desde el océano, provocando calentamientos anómalos que generan movimientos verticales de ascenso o descenso de aire en la atmósfera asociados a convección profunda, lo que favorece anomalías de divergencia en niveles altos, logrando perturbar el campo de vorticidad. Estas anomalías en el campo de vorticidad generan trenes de ondas de Rossby en dichos niveles, logrando patrones anómalos de circulación a nivel global. Particularmente, estas ondas se propagan hacia latitudes extratropicales. Uno de los fenómenos más importantes que afectan nuestra variabilidad climática, y que genera teleconexiones es El Niño - Oscilación Sur (ENSO en sus siglas en inglés). ENSO es una fluctuación de la TSM, compuesta por tres fases, El Niño, Neutra y La Niña, que

pueden ocurrir de manera no periódica entre dos y siete años, y es una de los componentes más importantes de la variabilidad climática a nivel mundial. A modo resumido, El Niño ocurre cuando la celda de Walker se debilita y se generan anomalías positivas de TSM, en el lado este del Océano Pacífico ecuatorial. La condición opuesta es La Niña, en donde la celda de Walker se fortalece, y se generan anomalías negativas de TSM de la zona antes mencionada. En la fase neutral, no existen anomalías significativas de la celda de Walker ni de la TSM. La celda de Walker, primera vez nombrada por G. T. Walker, es una circulación atmosférica sobre latitudes ecuatoriales entre niveles altos y superficiales, con la siguiente estructura:



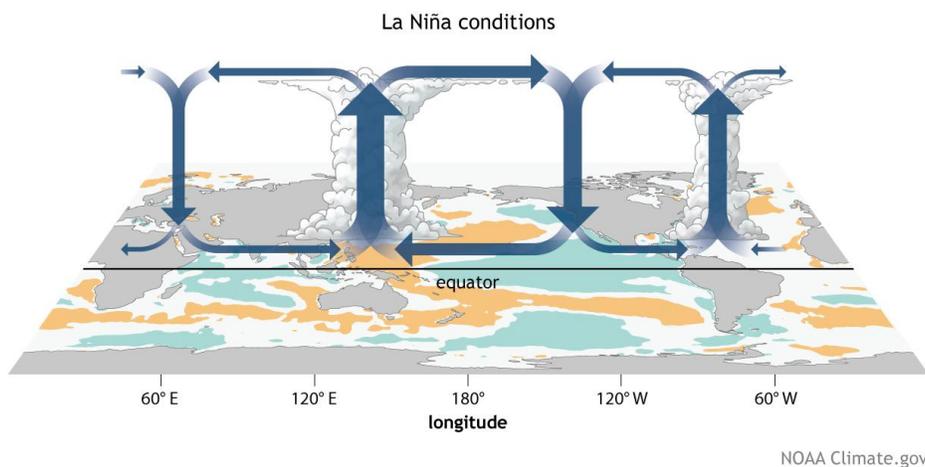
**Figura 3:** Esquema generalizado de la Celda de Walker durante condiciones neutras de ENSO, para Diciembre-Febrero Fuente: NOAA climate.gov.

En la figura 3 se puede observar que las regiones de convección sobre los trópicos suelen ser al oeste del ecuador y sobre el Océano Atlántico. Cuando ENSO se encuentra en la fase de El Niño, se generan anomalías positivas de TSM al este del Océano Pacífico, y la celda se debilita, cambiando su estructura y en consecuencia, la región donde se genera la convección. Esto se puede visualizar en la siguiente figura 4:



**Figura 4:** Esquema generalizado de la Celda de Walker durante condiciones de El Niño, para Diciembre-Febrero.  
Fuente: NOAA climate.gov.

Pudiéndose observar que en este caso la celda de Walker está debilitada, provocando una circulación opuesta sobre el este y oeste ecuatoriales, generando divergencia, y por ende la región de convección sobre el centro del Océano Pacífico, y otra región de convección sobre el este de África. Análogamente esto sucede cuando la fase de ENSO es La Niña, pero con una estructura diferente, ya que las anomalías de TSM sobre el este del Ecuador son negativas, la celda de Walker se intensifica, y su estructura es más parecida a la neutral pero con mayor intensidad. La Figura 5 muestra un esquema de la celda en condiciones de La Niña:



**Figura 5:** Esquema generalizado de la Celda de Walker durante condiciones neutrales de La Niña, para Diciembre-Febrero Fuente: NOAA climate.gov.

En la figura 5 se observa la celda intensificada, y las regiones de convección son las mismas que en el caso neutral. Como se mencionó anteriormente, estos cambios en los flujos de calor y regiones de convección durante las fases de El Niño y La Niña, generan perturbaciones en niveles altos de la atmósfera troposférica, modificando la circulación atmosférica y generando trenes de ondas de Rossby, que se propagan hacia latitudes extratropicales, logrando que se pueda tener cierta información de antemano sobre las condiciones atmosféricas a escalas estacionales y poder generar un pronóstico a largo plazo.

En cuanto a la bibliografía sobre este tema, existe mucha documentación sobre las teleconexiones entre los océanos y la circulación atmosférica en latitudes extratropicales. Sobre la región del sudeste de América del Sur (SESA), la mayoría se centra en el fenómeno ENSO, aunque también existen otras oscilaciones oceánicas de influencia en dicha región. Algunos estudios se enfocaron en la influencia de ENSO sobre la variabilidad climática en la región (por ejemplo, Ropelewski y Halpert 1987 y 1989, Aceituno 1988 y 1989, Pisciottano et al. 1994, Grimm et al. 2000, Cazes Boezio et al. 2003, Cazes Boezio y Talento, 2016). Por otro lado, ciertos trabajos buscaron conocer sobre la predictibilidad de la precipitación (por ejemplo, Cazes Boezio et al. 2012).

En primer lugar, existen evidencias científicas de que hay una correlación entre las anomalías de precipitación en la región y el fenómeno ENSO, ya sea en eventos La Niña o El Niño (Pisciottano et al., 1994). Particularmente para años con El Niño tiende a aumentar la media de precipitaciones, sobretodo entre noviembre y enero, mientras que, en años con valores altos del índice de oscilación del sur (SOI) se tiende a tener precipitaciones por debajo de la media entre octubre y diciembre, pero por encima entre enero y febrero del año siguiente. Además, en el trabajo de Cazes-Boezio et al. (2003), mediante la construcción de funciones ortogonales empíricas (EOF) de promedio estacional de vientos en 200 hPa, se encontró que el primer EOF sobre Sudamérica está asociado con ENSO a través de un fuerte componente de la celda de Walker, en las temporadas: octubre-diciembre, enero-febrero y marzo-julio. En

primavera, adquirió un patrón de teleconexiones extratropicales que vincula la circulación sobre el sudeste de sudamérica (SESA) con ENSO, pero desapareciendo en verano. Sin embargo, en verano se concluyó que la circulación sobre SESA está más relacionada con la variabilidad de la SACZ (Zona de Convergencia del Atlántico Sur), mediante el segundo EOF.

Por otro lado, existen evidencias científicas de que el estado de otros océanos puede modular los efectos de ENSO sobre la región. Por ejemplo, Cazes Boezio y Talento (2016), cuyo estudio se basó en encontrar los impactos de los eventos de La Niña antes y después del 1979 sobre SESA durante el verano austral, encontraron que las anomalías de la TSM del Océano Índico explican en gran medida las diferencias en la circulación en niveles altos de la atmósfera en los eventos de La Niña antes y después del 1979 en gran parte del Hemisferio Sur. En base a este resultado, propusieron que el mecanismo mediante el cual se dan estas diferencias, es la dispersión de ondas barotrópicas. Otro ejemplo, son las anomalías de TSM del Océano Atlántico. Barreiro y Tippmann (2008) mostraron que durante los años con El Niño, las anomalías de TSM del Océano Atlántico pueden modular la influencia de El Niño sobre la lluvia en la región SESA entre enero y febrero. En particular, cuando el Océano Atlántico ecuatorial está caliente, la influencia de El Niño se debilita. El motivo es que cuando el Océano Atlántico ecuatorial tiene anomalías cálidas, induce vientos del oeste sobre el Ecuador, debilitando al LLJ (Low Level Jet) que es el principal transporte de humedad desde el Amazonas hacia SESA, y por lo tanto, limitando la llegada de humedad a la región.

Adicionalmente, debido a que una de las fuentes de humedad más importantes sobre el Uruguay es debida al LLJ, es de mucho interés conocer su variabilidad. Existen estudios como el de Silva et al. (2009), en el cual se investigó el efecto de ENSO sobre la variabilidad del LLJ durante el verano, considerando el período entre 1977 y 2004. En años con El Niño se encontró una frecuencia de episodios de LLJ entre normal y por encima de lo normal, mientras que en años con La Niña la frecuencia de episodios de LLJ fue entre normal y por debajo de lo normal. El incremento en los casos de LLJ en años con El Niño, lo asociaron a la intensificación del jet subtropical alrededor de 30°S

debido a la baroclinicidad y a anomalías positivas de presión a nivel del mar sobre el lado oeste del Atlántico ecuatorial y la zona central de Brasil. Esto favorece la intensificación de vientos alisios sobre el noreste del continente sudamericano, y canalizado por Los Andes dirigido hacia la cuenca del Plata en Brasil, en donde existen anomalías negativas de presión. Por otro lado, en el trabajo de Zamboni et al. (2010) se concluye que existe una correlación significativa entre las anomalías precipitación media bi-mensual sobre SESA y entre los modos de variabilidad interanual del viento en niveles altos sobre sudamérica, en verano, primavera y otoño. El patrón consiste en un vórtice centrado en la costa este del continente sudamericano sub-tropical, que tiene una estructura cuasi-barotrópica en todas las temporadas, y cuya variabilidad modifica el transporte de humedad del LLJ, creando anomalías de lluvia en la región.

En cuanto a la variabilidad de los distintos eventos de El Niño, también existe documentación. El trabajo de Martín-Gómez et al. (2020) estudió la sensibilidad del hemisferio Sur a los distintos patrones e intensidades de ENSO, y los impactos sobre Sudamérica. Mediante la utilización de un modelo de circulación general de la atmósfera, se realizaron simulaciones forzadas por eventos de El Niño Canónico y Modoki por separado, con anomalías máximas de 1 °C y 3 °C y encontraron diferencias entre los trenes de ondas de Rossby que se generan entre ambos tipos de El Niño. En el caso Canónico con 3 °C, se generan dos trenes de ondas, uno más largo que el otro desde el oeste subtropical del Pacífico, y uno más corto iniciado en el centro-este del Océano Pacífico subtropical sur, y tan solo el más corto generó anomalías de OLR negativas sobre la región subtropical de Sudamérica. En cambio, el caso del Modoki con 3 °C, mostró un único tren de ondas de Rossby más grande que comienza sobre el oeste del Pacífico sur subtropical y llega hasta Sudamérica, obteniendo anomalías negativas de OLR sobre la región subtropical de Sudamérica. Además, El Niño Canónico con 1 °C mostró anomalías significativas de OLR sobre Sudamérica.

Finalmente, con respecto a la predictibilidad estacional en el verano, por ejemplo se tiene el trabajo de Cazes-Boezio et al. (2012), en el cuál se analizó la predictibilidad inter-estacional de la precipitación en verano, sobre una subregión de SESA que

contiene a Uruguay. En el mismo se llegó, en primer lugar, que la correlación entre ENSO y la lluvia sobre Uruguay en el período diciembre-enero-febrero solo es estadísticamente significativa luego de los años 70. Luego, mediante pronósticos retrospectivos del modelo CFSv2 de NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), se obtuvo resultados favorables para predecir la precipitación sobre la región, por lo tanto, se desarrolló una metodología para generar pronósticos probabilísticos de precipitación en la región, basadas en el modelo de NOAA CFSv2.

### **1.3. Objetivos**

El objetivo general de este trabajo, consistió en realizar un caso de estudio para ampliar conocimientos sobre la predictibilidad estacional de la precipitación en Uruguay. Específicamente se buscó, mediante simulaciones de un modelo de circulación general, encontrar posibles hipótesis sobre qué causas físicas pudieron tener las anomalías negativas de precipitación ocurridas en la temporada de verano de 2020 sobre Uruguay. Entrando en más detalle, como se mencionó anteriormente, la variabilidad atmosférica interanual (y en particular de la precipitación) es influenciada por el forzante oceánico y por la dinámica interna de la atmósfera. Por lo tanto, el objetivo principal de este trabajo fue proponer hipótesis sobre la influencia que pudieron tener estos efectos sobre las anomalías de precipitación en Uruguay ocurridas durante el verano de 2020, y buscar los motivos que ayuden a entender por qué se mitigaron los efectos que se esperaba que tuvieran las anomalías positivas TSM del el Océano Pacífico en primavera y verano, sobre la precipitación de Uruguay durante DEF del 2020.

Por otro lado, a pesar de que la realización de las simulaciones del WRF globales para este trabajo tuvo un enfoque particular sobre el caso de estudio de interés, de todas formas pudo dar pistas sobre si el funcionamiento del modelo en conjunto con los pronósticos de TSM del CFS-v2 pueden ser considerados buenos para este tipo de escala, abriendo puertas a otros estudios relacionados con la predictibilidad estacional. A modo de ejemplo, debido a que las simulaciones fueron forzadas con pronósticos de

TSM, se podría responder la siguiente pregunta: si se hubieran realizado simulaciones con pronósticos de temperatura superficial del verano antes de diciembre de 2019, ¿se podría haber pronosticado lo ocurrido con la precipitación sobre Uruguay?

## **2. Datos y metodología**

**Este capítulo está dividido en cuatro partes centrales, la primera realiza una descripción de los datos considerados para las simulaciones. La segunda, caracteriza al modelo de circulación atmosférica utilizado, y se describen detalladamente los pasos fundamentales para poder realizar simulaciones globales. Luego, se muestra el procedimiento del trabajo, desde el pre-procesamiento hasta la obtención de las simulaciones. Finalmente, se realiza una descripción de las simulaciones obtenidas, mostrando resultados de las salidas de control, cómo fue el procesamiento de las salidas y el test de significancia estadística utilizado.**

### ***2.1. Datos***

En este trabajo se realizaron simulaciones en un dominio global, con diferentes condiciones de borde oceánicas. Para ello se precisaron por un lado, condiciones iniciales obtenidas del GFS (Global Forecast System). Estas se utilizaron como condiciones iniciales y también para determinar las coberturas de hielo en el océano, en el período completo de simulaciones entre el 1/11/2019 y el 29/02/2020.

Por otro lado, se utilizaron pronósticos de TSM para la época considerada, extraídos de un modelo oceánico, y además datos históricos de TSM obtenidos de observaciones para evitar los posibles sesgos o errores sistemáticos que pueda tener el modelo para representar las variables. En cuanto a los pronósticos, se utilizaron salidas del modelo CFSv2 (Saha et al., 2014) de predicciones de anomalías de TSM. El CFS-v2 es un modelo acoplado de circulación general (CGCM), desarrollado por el National Centers for Environmental Predictions (NCEP), cuyos componentes son el océano, la atmósfera, tierra y hielo marino, siendo el componente oceánico el MOM4. Los datos

de TSM de observaciones, se obtuvieron del reanálisis de NCEP-NCAR (Reynolds et al., 2002) y se utilizaron para realizar las simulaciones de control (detalladas en la sección 2.4) y para tomarlas como climatología superpuesta a las anomalías de CFS-v2 (también detallado en la sección 2.4). Finalmente, se utilizaron datos de circulación atmosférica del reanálisis NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996), y observaciones de precipitación del Climate Prediction Center (CPC) Merged Analysis of Precipitation (CMAP) (Xie y Arkin, 1997) para realizar una corroboración de los resultados del modelo.

## **2.2. Características y funcionamiento del modelo**

El WRF (Weather Research and Forecasting) (Skamarock et al., 2005, Skamarock et al., 2019) es un sistema de modelado atmosférico, que está diseñado tanto para la predicción numérica meteorológica, como para la investigación. Este modelo es totalmente compresible y no hidrostático (aunque también tiene una opción hidrostática), que utiliza la grilla C de Arakawa para los campos horizontales.

Para este trabajo se utilizó la versión 4.1.2 del WRF y la configuración ARW (Advanced Research WRF), siendo este un subconjunto del WRF que, además de una solución específica, abarca esquemas físicos, opciones dinámicas, rutinas de inicialización, y un paquete de asimilación de datos (WRFDA). El sistema ARW tiene varias aplicaciones, como la predicción numérica del tiempo atmosférico en tiempo real, procesos atmosféricos y el estudio de eventos meteorológicos particulares, desarrollo de asimilación de datos, desarrollo de parametrizaciones físicas, simulaciones climáticas regionales y globales, modelo de calidad de aire, acoplamiento entre océano y atmósfera y estudios de atmósfera idealizada.

En cuanto a la vertical, WRF utiliza como coordenada vertical la variable  $\eta$  (eta), definida en Skamarock et al. (2019). Esta variable es una generalización de la variable  $\sigma$  (sigma), que neutraliza la influencia de la superficie terrestre y la remueve más rápidamente a medida que va creciendo la altura desde la superficie. Los 65 niveles de  $\eta$  considerados en este trabajo fueron los siguientes:

1.0000, 0.9947, 0.9886, 0.9818, 0.9741, 0.9654, 0.9556, 0.9446, 0.9323, 0.9186, 0.9034, 0.8865, 0.8679, 0.8476, 0.8253, 0.8013, 0.7753, 0.7475, 0.7180, 0.6868, 0.6543, 0.6205, 0.5859, 0.5505, 0.5149, 0.4792, 0.4439, 0.4093, 0.3756, 0.3432, 0.3122, 0.2828, 0.2552, 0.2294, 0.2055, 0.1834, 0.1633, 0.1449, 0.1283, 0.1132, 0.0997, 0.0876, 0.0768, 0.0672, 0.0586, 0.0510, 0.0443, 0.0383, 0.0331, 0.0285, 0.0244, 0.0208, 0.0177, 0.0149, 0.0125, 0.0104, 0.0085, 0.0069, 0.0055, 0.0042, 0.0031, 0.0022, 0.0014, 0.0006, 0.0000.

Luego, para la resolución de las ecuaciones diferenciales, utiliza los esquemas de integración temporal de segundo y tercer orden de Runge-Kutta, y los esquemas de advección de segundo a sexto orden tanto en la horizontal como en la vertical. En cuanto al tipo de simulaciones, con este modelo se pueden realizar simulaciones idealizadas o con datos reales, y además tiene aplicaciones regionales y globales. Para la proyección de mapeo, contiene cuatro formas de representación de las variables en mapas, siendo estas: “Polar Stereographic”, “Mercator”, “Lambert Conformal” y “latitude-longitude”. Esta última es la única opción a utilizar si se realizan simulaciones en modo global, ya que contiene filtros para las regiones polares que ayudan a resolver los problemas de estabilidad en los polos debido a que la grilla se reduciría a un único punto, y además, contiene condiciones periódicas de este a oeste.

En cuanto al funcionamiento, para poder realizar simulaciones, el modelo consta de dos etapas importantes, WRF Preprocessing System (WPS) y el WRF.

En la primera etapa, se tiene el WPS, que es un set de tres programas que se encargan de preparar los datos de input del programa real.exe del WRF para simulaciones de datos reales. El primer programa llamado geogrid.exe define el o los dominios del modelo, e interpola los datos geográficos estáticos a la grilla deseada, definida también en este paso. El segundo programa, ungrib.exe, extrae los campos meteorológicos de los archivos en formato GRIB, y el último programa, metgrid.exe realiza una interpolación horizontal de los datos meteorológicos extraídos mediante

ungrib a la grilla definida por geogrid. Las configuraciones necesarias para utilizar estos tres programas se encuentran en la interfaz del WPS llamada “namelist.wps”.

En la segunda etapa, el WRF contiene un programa de inicialización llamado real.exe para el caso de simulaciones con datos reales, y un programa de integración llamado wrf.exe. El programa real crea las condiciones iniciales mediante los archivos de salida del WPS, y también interpola los datos de la vertical a los niveles configurados en la interfaz del WRF llamada “namelist.input”. Finalmente, el programa wrf es el encargado de realizar las simulaciones. La siguiente figura muestra el diagrama de flujo del WRF.

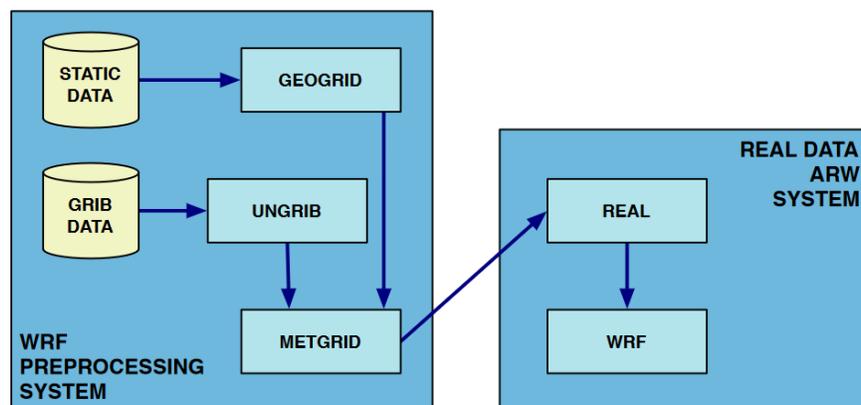


Figura 6: Diagrama de flujo del WRF para casos reales. Fuente: Skamarock et al. (2019).

En la figura 6 se refleja en primer lugar el orden de los programas a ejecutar en el WPS, y los inputs necesarios de cada uno, y luego a través de los archivos de salida del programa metgrid, que les llamamos “met”, se pasa a la etapa del sistema de ARW de datos reales. En cuanto a los bloques amarillos de datos, el bloque de datos estáticos proporcionados al programa geogrid, contiene datos geográficos (por ejemplo, datos de suelo, vegetación, orográficos, albedo, etc.), que a menos que se realice un cambio de dominio o de resoluciones espaciales, se necesitan tan solo una vez. Luego, los datos del bloque de datos GRIB proporcionados al ungrib, son los datos de las condiciones iniciales necesarias para realizar las simulaciones, normalmente obtenidos de un modelo global. Si se realizan simulaciones regionales estos datos se necesitan para cada tiempo de la simulación ya que funcionan como condiciones de borde del

dominio seleccionado. Para el caso global, solamente se necesitan en el tiempo inicial ya que la condición de borde horizontal pasa a ser que el dominio sea esférico.

Con respecto a las parametrizaciones, el modelo tiene múltiples opciones para cada proceso físico necesario, y estas pueden ser combinables entre sí de la manera que al usuario le parezca más indicada para su trabajo particular. En este trabajo no nos centramos en las parametrizaciones, motivo por el cuál se utilizaron las que vienen por defecto en el modelo. En la siguiente tabla se muestran las parametrizaciones utilizadas, que se pueden encontrar con mayor detalle en Skamarock et al. (2019):

<b>FENÓMENO FÍSICO</b>	<b>PARAMETRIZACIÓN UTILIZADA</b>
Microphysics	<i>WRF Single-Moment 3-Class (WSM3)</i>
Cumulus Parameterization	<i>New Tiedtke Scheme</i>
Surface Layer	<i>Revised MM5 similarity theory Monin-Obukhov</i>
Atmospheric Radiation	<i>RRTMG Longwave and Shortwave</i>
Planetary Boundary Layer	<i>Yonsei University (YSU) PBL</i>
Land-Surface Model	<i>Noah LSM</i>

**Tabla 1:** Parametrizaciones utilizadas.

Una particularidad del WRF, es que tiene la capacidad de poder guardar información de las simulaciones realizadas en un archivo de datos reutilizable para poder continuar la simulación en el momento deseado si se hubiese finalizado por algún motivo, por ejemplo, si se quisiera extender el período de simulación sin comenzar desde un principio, o si se quisiera hacer una gran simulación compuesta por simulaciones más cortas, con alguna modificación. Estos archivos de datos se llaman “restart”. Durante la simulación se puede definir cada cuanto tiempo se quiere generar el archivo restart. Para este trabajo estos archivos fueron fundamentales, ya que mediante los mismos se le proporcionaron a las simulaciones los datos diarios de las condiciones de borde de TSM y cobertura de hielo en el océano, y de las anomalías de TSM. Estos pasos serán explicados en mayor detalle en las secciones I y III de la parte 2.3 de este capítulo,

pero principalmente a cada día de las simulaciones realizadas en este trabajo se le fueron modificando los archivos restart con las condiciones de borde oceánicas implementadas. Esta fue la manera que se encontró de “acoplar” al modelo con los datos de océanos. Para encontrar información más detallada del funcionamiento del WRF se puede visitar Skamarock et al. (2019), o la guía de usuario que se encuentra en el siguiente link:

[https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user\\_guide\\_v4/contents.html](https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_v4/contents.html).

### **2.3. Procedimiento**

En esta sección se explica el procedimiento para realizar las simulaciones. Se comienza con el procesamiento previo de los datos a proporcionar al modelo, continuando con la utilización de la herramienta WPS y finalizando con la configuración del WRF y simulaciones.

#### **I. Pre-procesamiento de los datos a proporcionar al modelo**

El procesamiento de datos previo a realizar las simulaciones consistió en una serie de pasos. El primero consistió en calcular las máscaras de agua y hielo, que varían a lo largo del tiempo. Las máscaras de agua indican en cada punto de la grilla horizontal del modelo, 1 si se está en un punto del océano no cubierto por hielo, y 0 de otro modo. Las máscaras de hielo en cambio, indican 1 si se está en un punto del océano cubiertas por hielo y 0 de otro modo. Para obtenerlas se utilizó el módulo WPS, de pre-procesamiento del modelo. La diferencia con la generación de las condiciones iniciales, es que estos campos serán agregados como condiciones de borde, al igual que las TSM.

El procedimiento para generar estas máscaras, consistió en obtener las condiciones iniciales del GFS para cada día de la simulación, en este caso cada día comprendido entre noviembre y febrero, y proceder a utilizar las herramientas “geogrid”, “ungrib” y “metgrid” para cada día. Luego de obtener los archivos “met” diarios, fueron extraídos los campos de las máscaras de hielo y agua para los días entre el 1º de noviembre de

2019 hasta el 29 de febrero de 2020. Mediante este proceso, las mismas ya quedaron interpoladas a la grilla a utilizar en las simulaciones.

Como segundo paso, se obtuvieron los campos de TSM mensuales del análisis de observaciones de Reynolds (2002) y del CFS-v2. En particular, se seleccionó el período de octubre a marzo de los años 1990-2019 a los efectos de calcular las TSM climatológicas de los datos de análisis de observaciones, mientras que los datos de las anomalías de TSM respecto a este mismo período para los meses de octubre del 2019 a marzo del 2020 se obtuvieron del CFS-v2. Además, las matrices de datos de TSM de estas dos fuentes fueron interpoladas horizontalmente a los puntos de la grilla de las simulaciones del WRF que corresponden a la superficie oceánica sin cobertura de hielo (puntos indicados en la máscara de agua). La interpolación espacial fue realizada mediante la función de R llamada “bilinear.grid”, que calcula una interpolación bilineal, basándose en el trabajo de Getreuer (2011). Además, dados que estos datos son mensuales, y se prescribieron condiciones de borde de TSM con frecuencia diaria, a todos los campos procesados se los interpoló temporalmente de forma lineal para pasar de datos mensuales a diarios. La metodología para este paso fue suponer que nuestras matrices mensuales de TSM pertenecían al día 15 de cada mes, y a cada día de un mes se lo calcula de la siguiente manera:

$$TSM [i] = TSM_A * \frac{(n+1-i)}{n} + TSM_B * \frac{(i-1)}{n} \quad (1)$$

Siendo  $TSM$  la matriz diaria a la que quiero llegar,  $TSM_A$  la matriz del día 15 del mes A y  $TSM_B$  la matriz del día 15 del mes B,  $n$  la cantidad de días del mes y la variable  $i$  el día al que se le está calculando la  $TSM$ . Por ejemplo, si los meses considerados fuesen noviembre y diciembre:  $TSM [i]$  sería la matriz diaria para el día  $i$ ,  $TSM_A$  sería la matriz correspondiente al día 15 de noviembre,  $TSM_B$  la matriz correspondiente al día 15 de diciembre, y la variable  $n$  sería 30 ya que del 15 de noviembre al 15 de diciembre hay 30 días.

## **II. Herramienta WPS (WRF Preprocessing System)**

En esta segunda etapa, ya se empezaron a utilizar las herramientas del modelo.

Como se mencionó en la sección 2.2 de funcionamiento del modelo, el WRF requiere un pre-procesamiento de los datos de input para, entre otras cosas, llevarlos a la grilla del modelo. Esto es realizado mediante el sistema WPS. El principal objetivo de este sistema es la configuración de las resoluciones espaciales y temporales del modelo, su dominio espacial, y llevar las condiciones iniciales a la grilla del modelo.

En la interfase del WPS se tienen las opciones para configurar las corridas del “geogrid”, “ungrib” y “metgrid”. Como primer paso, se utilizó el programa “geogrid”, para obtener las configuraciones del dominio global del modelo, la selección de la proyección utilizada, siendo esta la cilíndrica equidistante, y la resolución espacial horizontal, que en este caso fue de 128 puntos de longitud y 64 de latitud, con una resolución de 2.8125 grados. Además, este programa interpola los datos geográficos de suelo necesarios para las simulaciones, para llevarlos a la grilla del modelo. Este paso se realizó solamente una vez ya que los datos que utiliza son estáticos y no se modifican.

En segundo lugar, se obtuvieron las salidas del GFS, que contienen la información de las condiciones iniciales que se le deben proporcionar al WRF. Las simulaciones del WRF suelen precisar salidas del GFS para cada día de la simulación, ya que suele utilizarse como modelo regional, y que entonces se alimenta de salidas de un modelo global en los bordes del dominio seleccionado. Sin embargo, en este trabajo las simulaciones fueron en un dominio global, motivo por el cual solamente se precisaron datos del GFS para el tiempo inicial. Entonces, para este caso se obtuvieron las salidas del GFS solamente para las diez condiciones iniciales seleccionadas. Las mismas fueron en días previos a la fecha de comienzo de las simulaciones: desde el 23 de octubre, hasta el 1º de noviembre. Con estos datos, que vienen en formato GRIB, se procedió a correr el programa “ungrib”, que extrae los datos meteorológicos necesarios de estos archivos y los guarda en un formato amigable y simplificado para ser procesados por el modelo. Este paso fue realizado para cada condición inicial.

En tercer lugar, a partir de los datos obtenidos del paso anterior, se utilizó el tercer programa del WPS llamado “metgrid” para interpolar horizontalmente estos datos y obtener las condiciones iniciales en la grilla del WRF. Este paso también se realizó para las 10 condiciones iniciales y se obtuvieron archivos en el formato netcdf llamados “met\_em.d0N.YYYY-MM-DD\_HH:mm:ss.nc” que contienen en su nombre datos de la fecha.

### **III. Configuración del WRF y realización de las simulaciones**

Ya se vio en las etapas I y II del procedimiento los pasos necesarios para la obtención de los campos de input del modelo. Estos fueron: los forzantes oceánicos de TSM (como condición de borde), las máscaras diarias de hielo y agua (como condición de borde), y los archivos “met” del WPS que contienen información de las condiciones iniciales y las condiciones de borde estáticas del modelo, siendo estas últimas necesarias solamente en el paso inicial.

Como tercera etapa se procedió a realizar las simulaciones en el WRF. Sin embargo, previamente a realizar las simulaciones se tuvieron que seguir una serie de pasos. En primera instancia, se utilizó el programa real.exe del modelo para crear las condiciones iniciales y de borde a partir de los archivos “met” y además interpolar verticalmente los campos a los niveles definidos en la interfase del modelo “namelist.input”. Este paso se realizó una vez sola para cada condición inicial, es decir diez veces (una para el 23 de octubre, otra para el 24 y así sucesivamente hasta el 1º de noviembre del 2019). A partir de las salidas del mismo, se realizó para cada condición inicial, simulaciones hasta el 2 de noviembre obteniendo el archivo “restart” del 2 de noviembre para cada caso. Además, se incluyeron las máscaras de agua y hielo y las TSM en las simulaciones. Estas condiciones de borde se van modificando en cada día de la simulación, para que el día  $x$  de la simulación la TSM, máscara de hielo y máscara de agua sean también las del día  $x$ . Por lo tanto, se tuvo que realizar un programa en Fortran para que a cada día a correr, a los archivos “restart” se le modifiquen las matrices de TSM, y las máscaras de hielo y de agua por las matrices generadas en la

etapa I. Mediante este procedimiento, se obtuvo algo similar a un acoplamiento entre océano y atmósfera.

En los archivos “restart”, se modificaron, en primer lugar las TSK (Surface Skin Temperature), pero solamente de los océanos, ya que la TSK también considera temperaturas en los continentes que no se deben modificar, por lo que dentro del programa para modificar los archivos, también se debió incluir esta última condición. En segundo lugar, se modificaron las máscaras de agua y hielo.

Por otro lado, además de las simulaciones con cada cuenca y globales, para obtener las anomalías promedio de las salidas del modelo una opción sería simplemente calcular las anomalías de los campos de salida a partir de datos históricos observados directamente. Sin embargo, es sabido que los modelos climáticos pueden tener errores sistemáticos, y para corregirlos, se realizó previamente una simulación de control, cuyo forzante oceánico son los campos medios de TSM, y sus salidas representan los campos medios pero generados por el propio modelo para poder calcular las anomalías de las simulaciones de las distintas cuencas.

Se describe entonces en más detalle la utilización de los forzantes de TSM. Por un lado, en la simulación de control fueron consideradas tan solo las TSM climatológicas diarias (reanálisis), mientras que cada simulación con anomalías de TSM se realizó agregando como forzante los campos de climatología (reanálisis) + anomalías (pronosticadas) de la cuenca correspondiente. Por ejemplo, para la simulación GOGA, se consideraron las climatologías globales + anomalías globales, pero para la simulación POGA se consideraron las climatologías globales + anomalías sobre el Océano Pacífico solamente, y análogamente para cada cuenca.

Luego de los pasos previos, se procedió a realizar las simulaciones. Por ejemplo, para las simulaciones GOGA de las condiciones iniciales del día 23 de octubre, con el archivo “restart” del 2 de noviembre, y utilizando el programa de Fortran para agregar las máscaras de borde y TSM, se modificó el primer archivo “restart” del 2 de noviembre para que tenga la información de las máscaras y las TSM del día correspondiente. A continuación, se configuró la interfaz del modelo “namelist.input”

para que simule un día entero generando las salidas correspondientes un archivo “restart” del 3 de noviembre, y al mismo se le volvió a modificar las máscaras y las TSM con las del 3 de noviembre calculadas en el paso I. Esto se realizó sucesivamente hasta llegar al último día de la simulación. Todo esto fue automatizado con un script en donde se llamaba al programa de Fortran y se fue iterando día por día de la simulación. De esta forma, se obtuvo la simulación GOGA de la primera condición inicial. Este mismo procedimiento se realizó para las otras 9 condiciones iniciales y se obtuvo el set de diez simulaciones GOGA para el ensemble. De la misma forma, se obtuvieron los set de simulaciones de POGA, IOGA y AOGA.

## ***2.4. Descripción de las simulaciones***

Las simulaciones tuvieron una resolución espacial horizontal de 2.8125 grados, obteniendo una grilla de 128x64 puntos, la resolución vertical fue de 65 niveles con la coordenada  $\eta$  y la resolución temporal fue de 10 minutos. Se obtuvieron salidas cada 6 horas, en un período comprendido entre noviembre del 2019 y febrero del 2020, con un dominio global (considerando todo el planeta). Las simulaciones se dividieron en siete partes, y para cada caso se realizaron diez, todas con inicialización en distintos días previos a la simulación del 23 de octubre, hasta el 1º de noviembre, siendo estas diez condiciones iniciales diferentes, para disipar la variabilidad de alta frecuencia debido a la dinámica atmosférica. Las mismas consistieron en:

- Simulación de control, en donde el forzante de TSM fueron las climatologías del reanálisis.
- Simulación considerando como forzante las TSM de la suma de las climatologías de reanálisis y las anomalías pronosticadas de todos los océanos. A partir de ahora se le llamará GOGA (simulación con pronósticos de todos los océanos).
- Simulación considerando como forzante las TSM de la suma de las climatologías de reanálisis y las anomalías pronosticadas del Océano Pacífico solamente. A partir de ahora se le llamará POGA (simulación con pronósticos del Océano Pacífico).

- Simulación considerando como forzante las TSM de la suma de las climatologías de reanálisis y las anomalías pronosticadas del Océano Atlántico solamente. A partir de ahora se le llamará AOGA (simulación con pronósticos del Océano Atlántico).
- Simulación considerando como forzante las TSM de la suma de las climatologías de reanálisis y las anomalías pronosticadas del Océano Índico solamente. A partir de ahora se le llamará IOGA (simulación con pronósticos del Océano Índico).
- Simulación considerando como forzante las TSM de la suma de las climatologías de reanálisis y las anomalías de TSM de reanálisis de todos los océanos. A partir de ahora se le llamará R\_GOGA (simulación con reanálisis de todos los océanos).
- Simulación considerando como forzante las TSM de la suma de las climatologías de reanálisis y las anomalías de TSM de reanálisis del Océano Pacífico. A partir de ahora se le llamará R\_POGA (simulación con reanálisis del Océano Pacífico).

Para las simulaciones con las distintas cuencas se procedió a generar las matrices con anomalías pronosticadas de cada cuenca, en los casos POGA, IOGA y AOGA. La siguiente tabla muestra las longitudes consideradas para cada una:

<b>Cuenca</b>	<b>POGA</b>	<b>IOGA</b>	<b>AOGA</b>
<b>Longitudes</b>	150°E a 65°W	30°E a 150°E	65°W a 30°E

**Tabla 2:** Longitudes consideradas en cada cuenca

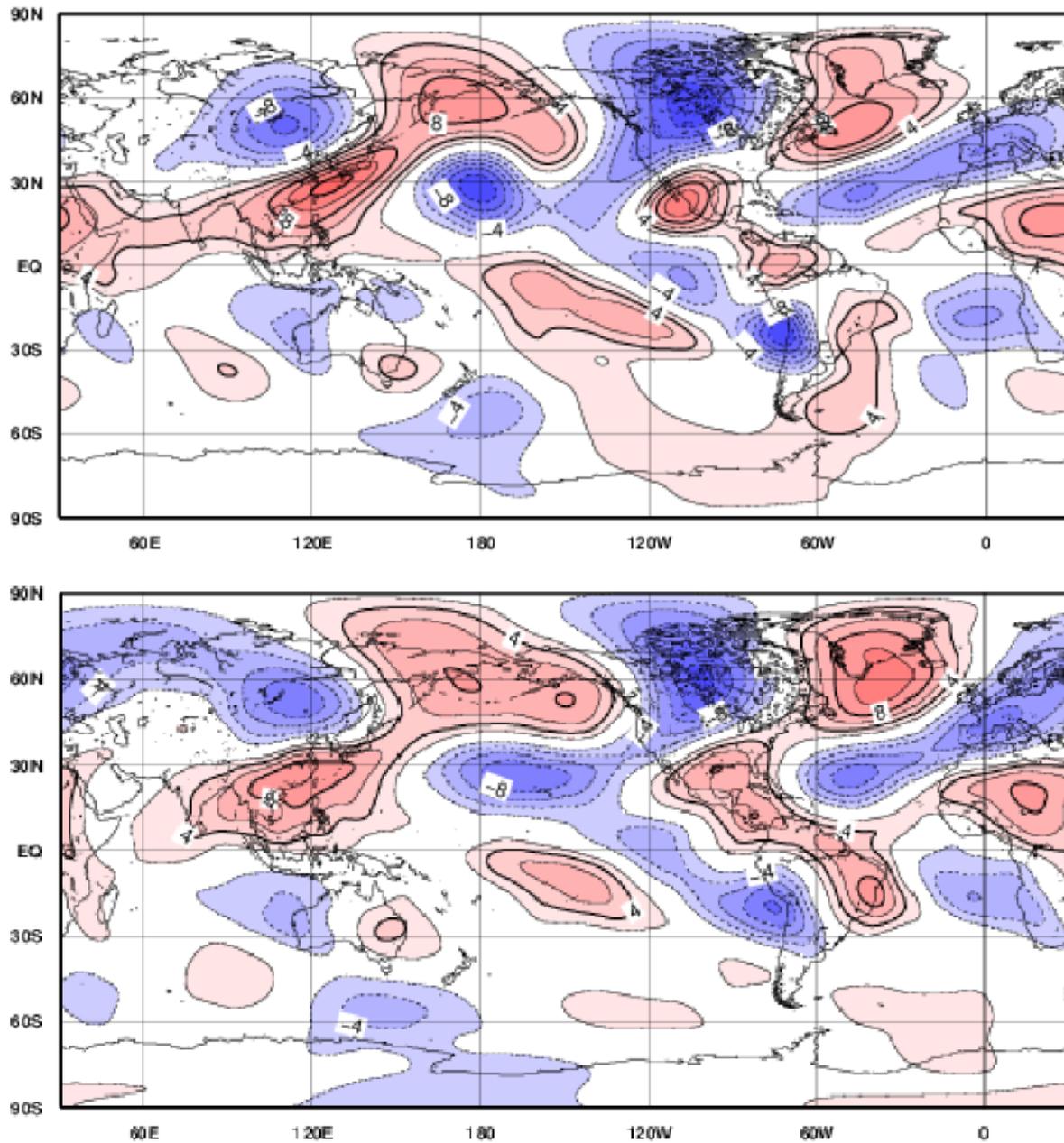
Para cada caso se multiplicó por 1 en las longitudes consideradas y por 0 en el resto del globo, obteniendo solamente valores en las longitudes deseadas. Además, se tomó en cuenta que, para que en los bordes de las longitudes consideradas el cambio no sea tan drástico, a una longitud más hacia afuera de cada lado se la multiplicó por 0.66 y a la siguiente por 0.33, para suavizar el cambio.

Una vez finalizada la etapa de procesamiento de datos, se realizaron las simulaciones de control para cada condición inicial, y se analizó el ensemble de salida para corroborar su coherencia. Este paso fue fundamental para continuar con las siguientes simulaciones con los distintos forzantes oceánicos. Luego, se realizaron todas las simulaciones descritas, y se procesaron las salidas para poder obtener un análisis de los resultados. Finalmente, a cada variable se le realizó un test de significancia estadística para darle validez a los resultados. A continuación, se detalla cada etapa.

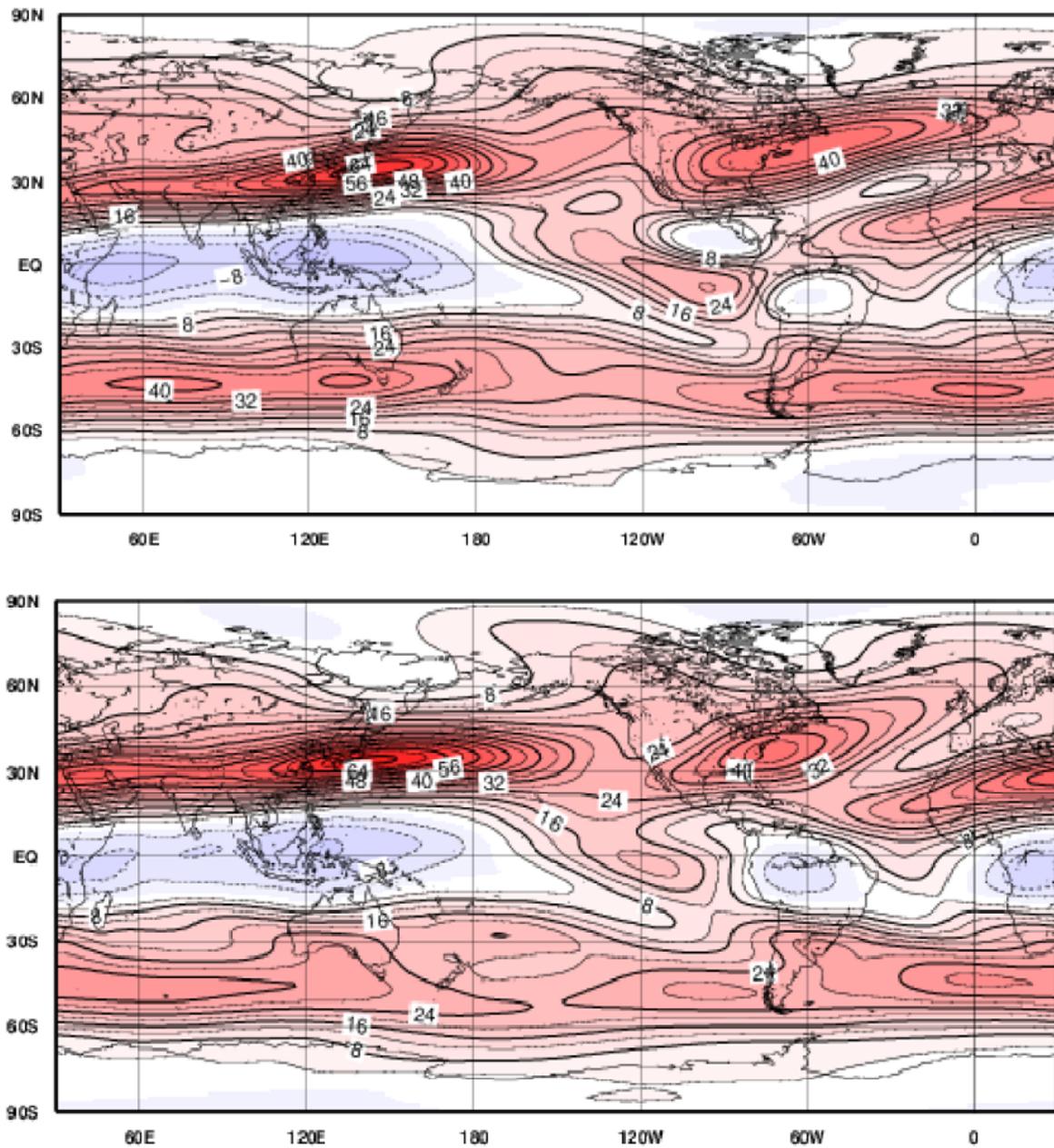
### **I. Resultado preliminar: salidas de la simulación de control**

Antes de proceder con el resto de las simulaciones, se observaron las simulaciones de control, para comprobar que en estas condiciones el modelo está funcionando correctamente. A continuación se muestran los campos comparados con el reanálisis NCEP-NCAR y del CMAP para el caso de la precipitación.

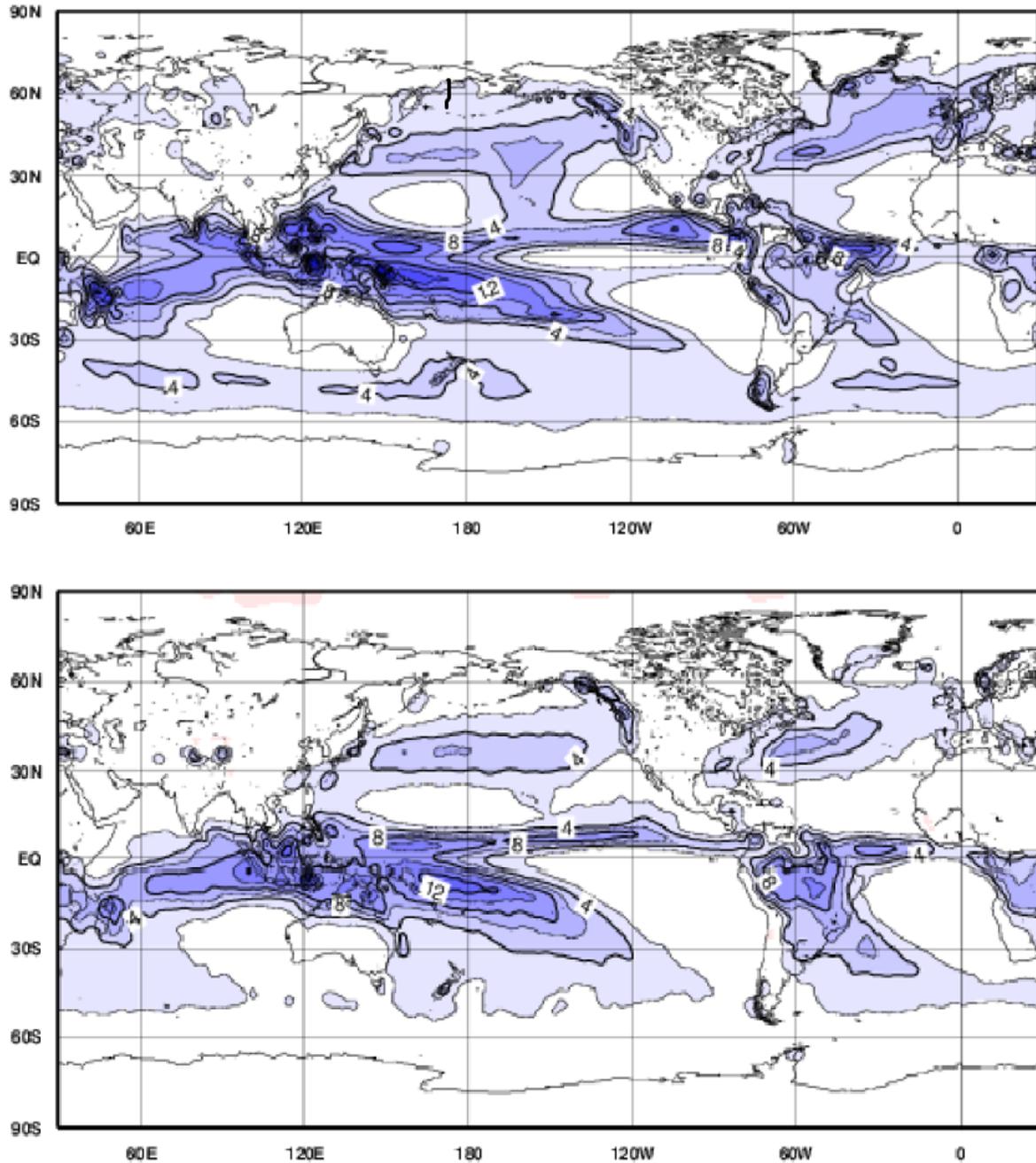
La figura 7 muestra los campos de viento meridional en 200 hPa, mientras que la figura 8 los de viento zonal en 200 hPa y la figura 9 los de precipitación global. Las gráficas de arriba de cada figura representan el promedio del trimestre DEF de 2020 de la simulación de control. Las gráficas de abajo fueron obtenidas del reanálisis NCEP-NCAR para las variables velocidad zonal y meridional, y del CMAP para la precipitación, y corresponden a los campos promedio del trimestre DEF del período 1990-2019. Las unidades de medida en las figuras 7 y 8 son m/s, mientras que la precipitación de la figura 9 es mm/día.



**Figura 7:** Viento meridional en 200 hPa. La imagen de arriba corresponde a las simulaciones de control del trimestre DEF 2020, y la de abajo al reanálisis NCEP-NCAR del trimestre DEF en el período 1990-2019. Los contornos son cada 2 m/s.



**Figura 8:** Viento zonal en 200 hPa. La imagen de arriba corresponde a las simulaciones de control del trimestre DEF 2020, y la de abajo al reanálisis NCEP-NCAR del trimestre DEF en el período 1990-2019. Los contornos son cada 4 m/s.



**Figura 9:** Precipitación diaria. La imagen de arriba corresponde a las simulaciones de control del trimestre DEF 2020, y la de abajo a datos del CMAP del trimestre DEF en el período 1990-2019. Los contornos son cada 2 mm/día.

Comparando las figuras de reanálisis y observaciones con las de las simulaciones del WRF en modo global de la simulación de control, en los dos primeros casos, los campos son muy similares entre sí, los máximos y mínimos están ubicados prácticamente en las mismas regiones de los campos de circulación, por ejemplo, en el

campo de viento zonal de la figura 8 se observan que las corrientes en chorro en latitudes extratropicales son muy similares, mientras que sobre el Ecuador se ve la presencia de los vientos alisios en ambos gráficos. Se concluye entonces, que la circulación en 200 hPa es consistente con datos reales, y que las salidas del modelo para este caso particular parecen coherentes.

En cuanto a la climatología de precipitaciones de la figura 9, estas tienden a ser similares al análisis de observaciones CMAP. El modelo reproduce razonablemente las regiones de precipitación correspondientes a los “storm tracks” de Europa y América del norte, la zona de convergencia intertropical (ITCZ) del Océano Pacífico y el Atlántico, la SACZ, la zona de convergencia del Sur del Pacífico (SPCZ) y las precipitaciones en el Océano Índico ecuatorial. En la región de América del Sur se encuentran diferencias en la región del monzón de Sudamérica, incluyendo al sudeste de Sudamérica. Se requieren más observaciones para determinar posibles causas de estas diferencias.

## **II. Procesamiento de las salidas obtenidas**

Se obtuvieron las diez simulaciones para cada caso (Control, GOGA, POGA, IOGA, AOGA, R\_GOGA y R\_POGA). Luego de haber realizado cada set de simulaciones, para cada una se calculó el promedio estacional de DEF de todos los campos seleccionados. Además, a cada variable se le restó su respectivo campo medio de la simulación de control para obtener las anomalías. Por ejemplo, una vez obtenidas las salidas de viento meridional en 200 hPa para DEF de las salidas de IOGA, para obtener las anomalías de este campo, se consideraron los vientos promedio de DEF de la simulación de control y se los restaron al campo promedio de las salidas de IOGA. Este procedimiento fue realizado para cada variable utilizada, generando matrices estacionales de DEF de cada campo seleccionado.

En cuanto a los campos seleccionados, estos fueron el viento meridional y zonal en dos niveles: 200 hPa y 850 hPa, la precipitación global y a partir de los campos de velocidades se halló el campo de divergencias en 200 hPa. El motivo de elección de estos campos de circulación en 200 hPa es que caracterizan los procesos dinámicos

extratropicales, así como la parte superior de la celda de Walker (Hoskins y Karoly 1981, Grim et al. 2000, Cazes Boezio et al., 2003). Con respecto a la circulación en 850 hPa, se seleccionó para obtener información del transporte de humedad sobre SESA, mediante la presencia del jet de capas bajas (LLJ) (Barreiro y Tippmann 2008, Cazes Boezio et al., 2012). Luego, la elección de campo de divergencia en niveles altos fue debido a que este está fuertemente asociado a los cambios en la circulación atmosférica, ya que perturba el campo de vorticidad (Sardeshnukh y Hoskins, 1988). Finalmente, la elección de la precipitación global se debe a que sus anomalías en ciertas regiones del océano generan teleconexiones con la región de interés.

A partir de estos campos promedio calculados, este trabajo se basó en parte del procedimiento del trabajo de Cazes-Boezio y Talento (2016), calculando las diferencias entre las simulaciones con los distintos forzantes, y realizando el test de significancia estadística Monte Carlo para obtener las regiones donde las diferencias sean estadísticamente significativas y así poder evaluar las hipótesis.

Con respecto al cálculo de divergencia en niveles altos, se procedió a hallar la divergencia horizontal a partir de los vientos zonal y meridional, en coordenadas esféricas (Lynch, 1988), mediante la siguiente ecuación:

$$\nabla \cdot V = \frac{1}{r \cos \phi} \left[ \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial (v \cos \phi)}{\partial \phi} \right] \quad (2)$$

En donde  $u$  y  $v$  son los campos de velocidad zonal y meridional respectivamente, y  $\lambda$ ,  $\phi$  y  $r$  las longitudes, latitudes y altura respectivamente.

### III. Test de significancia estadística Monte Carlo

A los campos a analizar se les realizó el test de significancia estadística llamado Monte Carlo, como en el trabajo de Cazes-Boezio et al. (2008). Este es un test no paramétrico que se utiliza para evaluar la significancia estadística de la diferencia entre dos medias. Para calcular las significancias se debieron seguir los siguientes pasos:

1) En primer lugar, para el caso de este trabajo los ensembles son de diez simulaciones cada uno. Entonces, para evaluar si la resta de los valores medios de un ensemble y otro (por ejemplo, entre la simulación con anomalías de TSM y de control) es significativa, se tienen veinte distintos conjuntos de simulaciones, diez de control y diez de anomalías. Por lo tanto, el primer paso consistió en generar mil conjuntos aleatorios de números del 1 al 20. Por ejemplo, nos podemos imaginar que en el paso  $i$  de los mil casos, se obtuvo la siguiente configuración que consistió simplemente en re ordenar los números del 1 al 20 en una configuración aleatoria:

2	15	5	20	7	13	14	8	3	18	16	1	4	9	12	11	17	19	6	10
---	----	---	----	---	----	----	---	---	----	----	---	---	---	----	----	----	----	---	----

**Tabla 3:** ejemplo de orden aleatorio de los 20 conjuntos de simulaciones.

2) Una vez obtenidos los mil conjuntos del primer paso, se procedió a recalcular valores medios de los dos sets de simulaciones, pero re ordenándolos según las mil configuraciones aleatorias obtenidas en el paso anterior. A modo de ejemplo, si tenemos diez simulaciones de control y diez simulaciones GOGA, el paso consiste en recalcular mil veces los valores medios de los primeros diez y de los segundos diez conjuntos de simulaciones, pero ordenándolos en cada paso con de manera distinta según los conjuntos aleatorios generados en el paso 1. Luego se hallaron las diferencias entre un valor medio y el otro en cada paso, y así se obtuvieron mil valores de diferencias entre los promedios de los primeros diez y los segundos diez conjuntos aleatorios. Por ejemplo, en el paso  $i$ , se calcularon por un lado los promedios de las simulaciones 2, 15, 5, 20, 7, 13, 14, 8, 3 y 18, y por el otro los del resto de la tabla 3, y luego se halló la diferencia entre estos. Finalizado este paso se obtuvo una distribución de mil diferencias calculadas de manera aleatoria a partir del conjunto de datos original.

3) Finalmente, en este paso se calculó el promedio del set de diez simulaciones con anomalías de TSM y se le restó el promedio de las de diez de control, y luego se buscó en qué lugar de la distribución se ubicó este valor. Si estaba

ubicado dentro del 2.5 % de datos más altos o más bajos, se le asignaba una significancia estadística del 95 % de dos colas, mientras que si se ubicaba dentro del 5 % de datos más bajos o más altos esta significancia fue del 90 % de dos colas. Esto fue realizado para cada punto de la grilla, obteniendo así las regiones con significancia estadística.

Este test fue realizado para todos los campos de viento, precipitación y divergencias procesados obteniendo campos con valores de significancia estadística al 90 % y 95 %. Por más información también se puede revisar Wilks (2006).

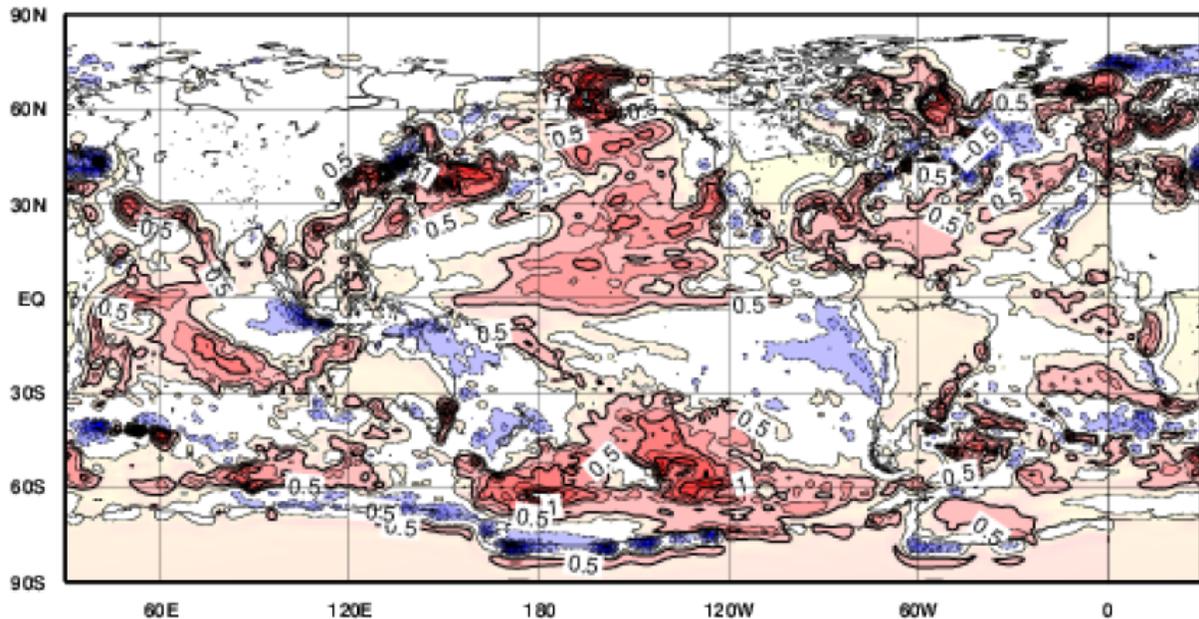
### **3. Resultados y discusión**

**Esta sección del trabajo está dividida en varias secciones. En primer lugar, se muestran las anomalías ya procesadas de TSM del modelo CFS-v2, que fueron parte del pre-procesamiento de datos de input del modelo. Luego, se muestran los resultados de algunos campos destacables de las simulaciones. Esto será detallado mediante varias secciones. Comenzando por la sección 3.2, que contempla los resultados más relevantes de las simulaciones GOGA, y por otro lado, las secciones 3.3, 3.4 y 3.5 muestran los resultados de mayor relevancia de las simulaciones forzadas con cada cuenca por separado (POGA, IOGA y AOGA respectivamente). Por otro lado, este capítulo continúa con una sección que destaca algunos casos especiales dentro del ensemble de las simulaciones GOGA, con el fin de visualizar los efectos de la dispersión. Adicionalmente, a partir de todos los resultados, se realiza una discusión fundamentando las posibles respuestas a los objetivos planteados, y consistencia del estudio con trabajos ya publicados. Este capítulo finaliza con un análisis de la Fuente de Ondas de Rossby.**

### 3.1. *Temperatura de superficie del mar del CFS-v2*

La figura 10 representa el campo de anomalías de TSM pronosticadas por el CFS-v2 para el trimestre DEF del 2020, obtenidas en el pre-procesamiento de datos.

Anomalías de TSM en DEF del 2020



**Figura 10:** anomalías de TSM para el trimestre DEF del 2020 obtenidas mediante pronósticos de CFS-v2, los contornos son cada 0.25 °C.

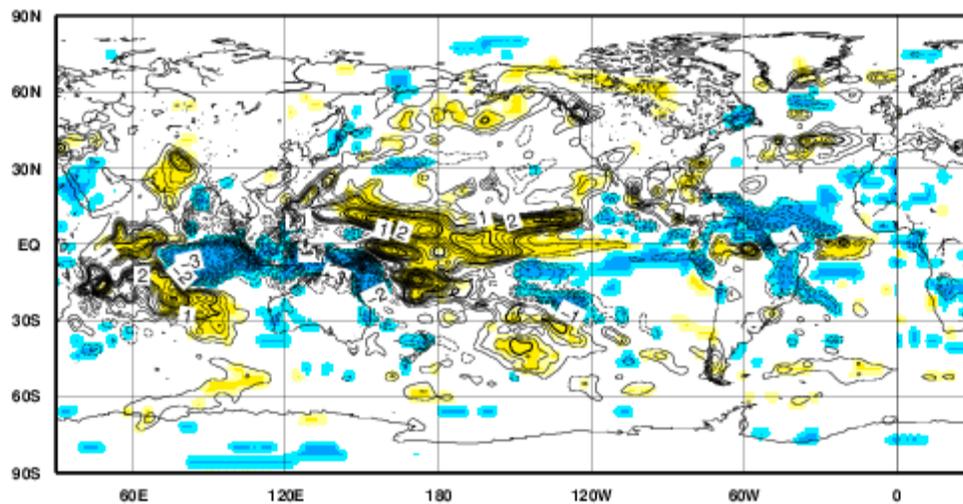
En la misma se puede destacar que se observan anomalías similares a la figura 1 de datos de reanálisis para la misma temporada, siendo anomalías consistentes con un evento de El Niño Modoki.

### 3.2. *Simulaciones GOGA*

Se realizaron los ensembles de la simulación global de los campos de viento zonal y meridional, en los niveles 200 hPa y 850 hPa, y de la precipitación global, para el trimestre DEF de 2020. Las siguientes gráficas muestran los campos mencionados

(representados mediante contornos), incluyendo su significancia estadística del test de Monte Carlo (representada en colores). En cuanto a los contornos, las anomalías negativas están representadas por contornos punteados, mientras que las anomalías positivas con contornos lisos, y en cuanto a los colores, la significancia negativa está representada con color celeste, mientras que la significancia positiva con color amarillo. Los celestes y amarillos más fuertes representan la significancia al 95 % de dos colas, mientras que los tonos más claros la significancia al 90 % de dos colas.

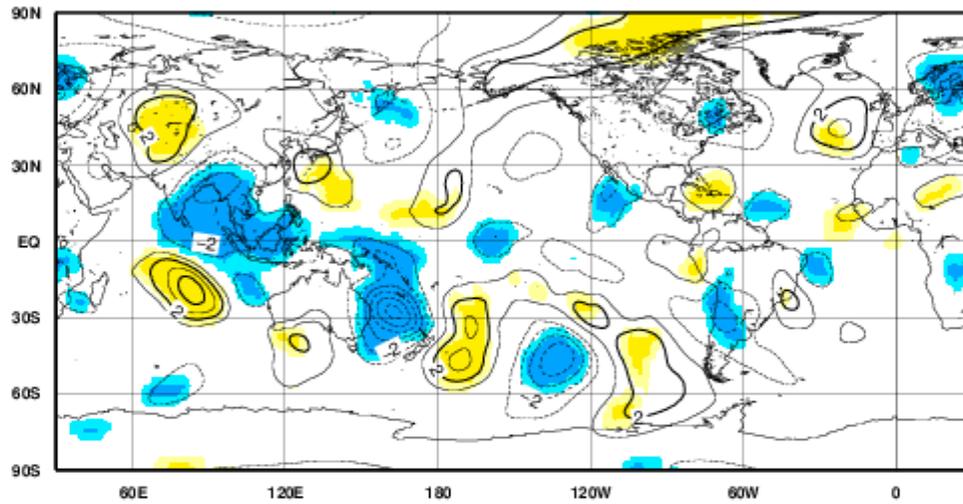
### Anomalía de precipitación global



**Figura 11:** Anomalía de precipitación de la simulación GOGA, en mm/día.

Los intervalos de los contornos son cada 0.25 mm.

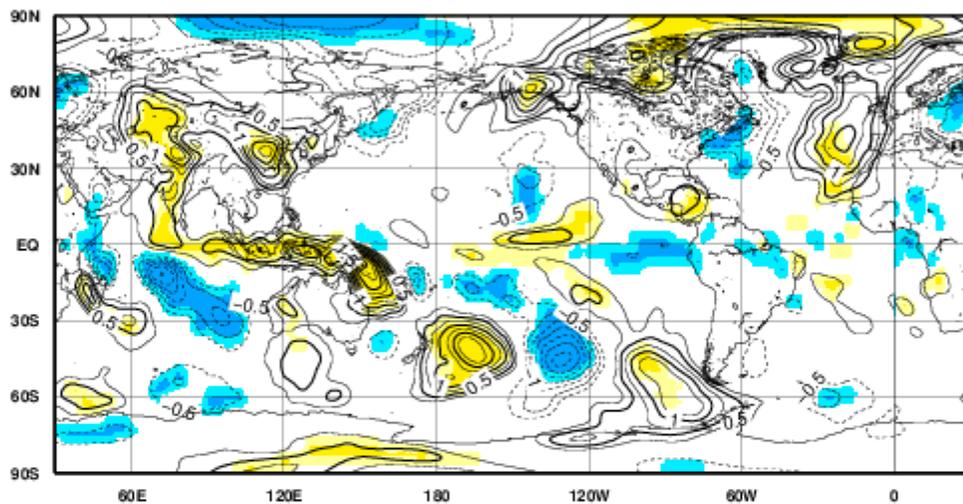
### Anomalía de viento meridional en 200 hPa



**Figura 12:** Anomalía de viento meridional en 200 hPa de la simulación GOGA, en m/s.

Los intervalos de los contornos son cada 1 m/s.

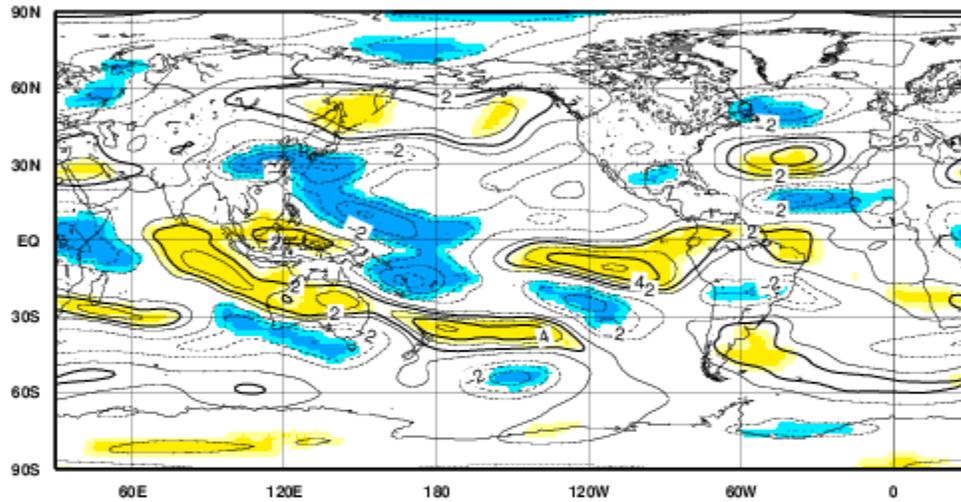
### Anomalía de viento meridional en 850 hPa



**Figura 13:** Anomalía de viento meridional en 850 hPa de la simulación GOGA, en m/s.

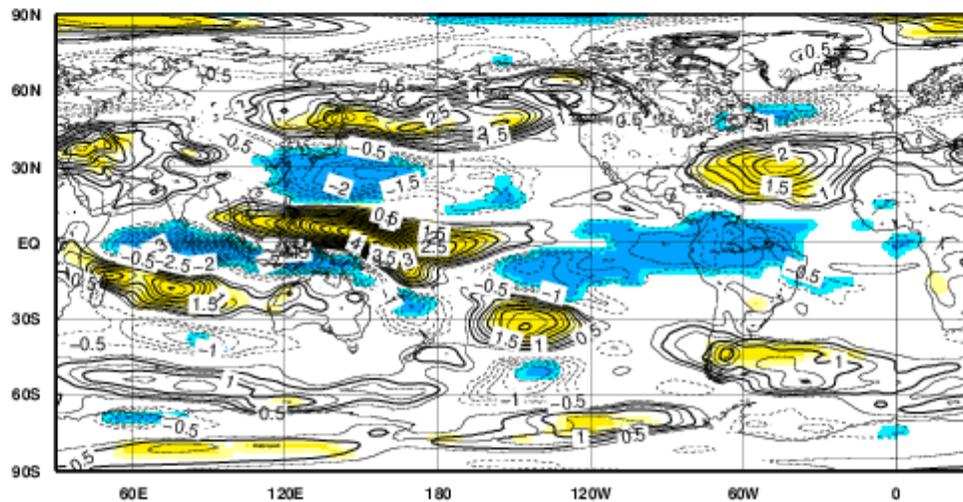
Los intervalos de los contornos son cada 0.25 m/s.

### Anomalía de viento zonal en 200 hPa



**Figura 14:** Anomalía de viento zonal en 200 hPa de la simulación GOGA, en m/s. Los intervalos de los contornos son cada 1 m/s.

### Anomalía de viento zonal en 850 hPa



**Figura 15:** Anomalía de viento zonal en 850 hPa de la simulación GOGA, en m/s. Los intervalos de los contornos son cada 0.25 m/s.

En primer lugar, la Figura 11 muestra el campo de anomalías de precipitación global, en donde se pueden visualizar anomalías positivas de precipitación al centro del Pacífico Ecuatorial, consistentes con las anomalías positivas de TSM. Por otro lado, se observa otra región de anomalías positivas de precipitación al centro del Océano Índico. Ambas

anomalías tienen significancia estadística al 95 %. Con respecto a la precipitación sobre Uruguay, ya es buena señal que con estas condiciones no se hayan obtenido anomalías positivas de precipitación, dado que en la realidad esto tampoco ocurrió. Esto podría sugerir que los océanos Atlántico e Índico podrían estar teniendo una influencia en los efectos esperados de las anomalías del Pacífico sobre la región. Otra hipótesis podría ser que la variabilidad intrínseca de la atmósfera haya jugado un rol importante durante este trimestre. Sin embargo, tampoco se alcanzaron valores de anomalía de precipitación negativos, como era de esperar conociendo el caso real.

Por otro lado en la figura 12, se obtuvo el campo de anomalías de viento meridional en 200 hPa. En la misma se puede observar, con valores significativos al 95 %, un tren de ondas de Rossby en latitudes extratropicales, formado por las anomalías de circulación atmosférica, mostrando una respuesta de la circulación atmosférica a las anomalías de TSM en el Océano Pacífico. A raíz de esto, se visualizan anomalías pequeñas asociadas a una circulación ciclónica al este del Uruguay, pero con una señal debilitada con respecto al resto de la onda. Dado que estas ondas son barotrópicas, también son observadas en el gráfico 13 de viento meridional en 850 hPa.

Luego, en la gráfica 14 se obtuvieron las anomalías del ensemble del campo de velocidad zonal en 200 hPa. De las mismas se pueden ver las anomalías positivas al este del Océano Pacífico, y negativas al oeste, que indican la región en donde se dio la divergencia en niveles altos de la atmósfera, asociada a la convección profunda. Ambas regiones anómalas tuvieron una significancia estadística al 95 %. Este resultado es el esperado ya que la atmósfera está respondiendo a las anomalías positivas sobre el Pacífico Ecuatorial, formando un acoplamiento entre el océano superficial y la atmósfera. Si se compara con el campo de anomalías de precipitación global, se encuentra que la región en donde ocurrió la divergencia está fuertemente asociada con las anomalías positivas de precipitación en el centro del océano. Por otro lado, en longitudes de entre 60E y 100E y latitudes subtropicales del Océano Índico se puede observar una región con anomalías de precipitación positivas, mientras que el campo de anomalías de viento zonal en 200 hPa sobre el Océano Índico se presencian valores

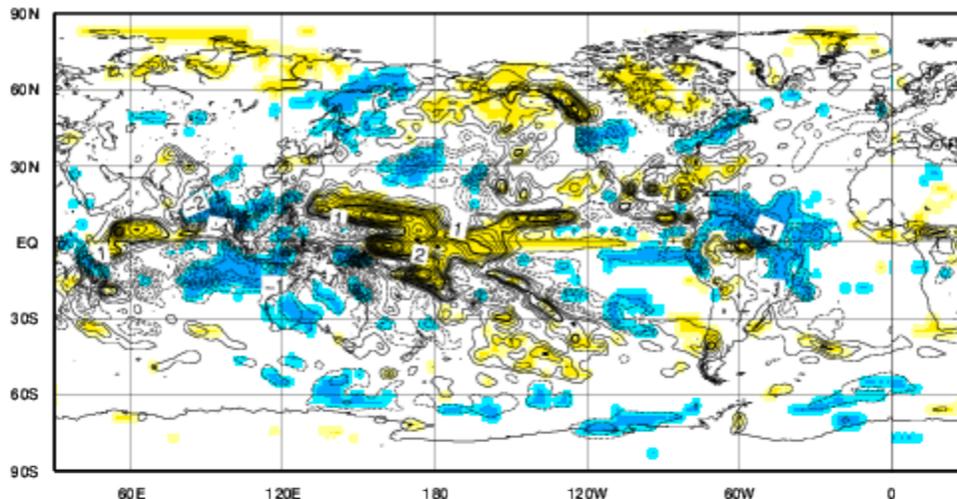
positivos de viento zonal al este del océano y negativos al oeste, todas significativas al 95 %, indicando otra región de divergencia en niveles altos.

Finalmente, se obtuvo el campo de anomalías de viento zonal en 850 hPa en la figura 15, en donde los sesgos en el Océano Pacífico son opuestos a las del nivel 200 hPa, formando convergencia en la región central del océano, asociadas al mismo fenómeno de convección profunda, respondiendo a las anomalías de TSM sobre la región. Estas anomalías también fueron significativas al 95 %.

### **3.3. Simulaciones POGA**

Al igual que en el caso anterior, se realizaron los ensembles de la simulación en donde el forzante oceánico fue solamente las anomalías pronosticadas del Océano Pacífico (simulaciones POGA). Se muestran los campos de viento zonal y meridional, en los niveles 200 hPa y 850 hPa, y de la precipitación global, para el trimestre DEF de 2020. La representación gráfica es análoga a la de la sección 3.2.

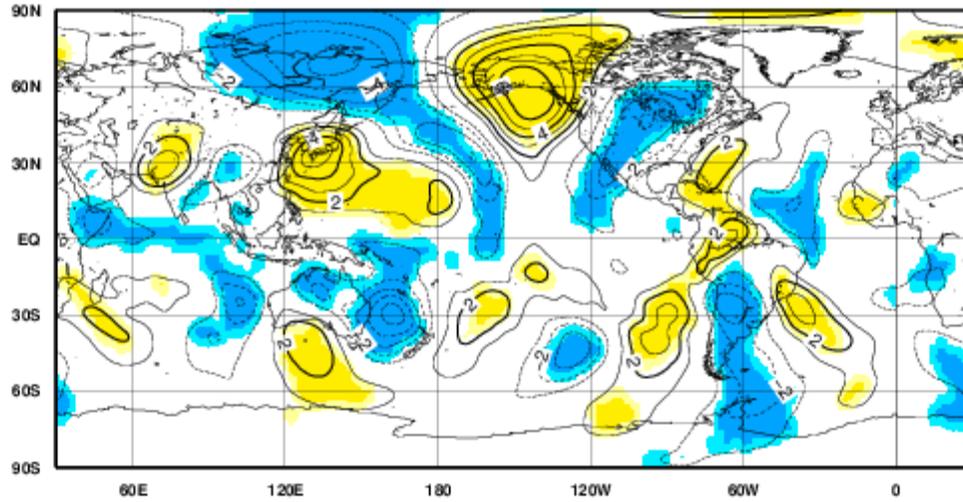
Anomalía de precipitación global



**Figura 16:** Anomalía de precipitación de la simulación POGA, en mm/día.

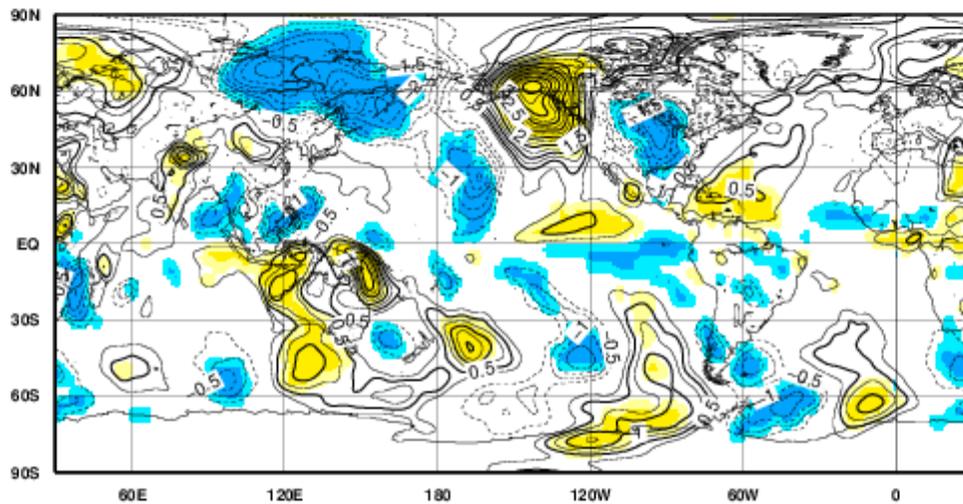
Los intervalos de los contornos son cada 0.25 mm/día.

### Anomalía de viento meridional en 200 hPa



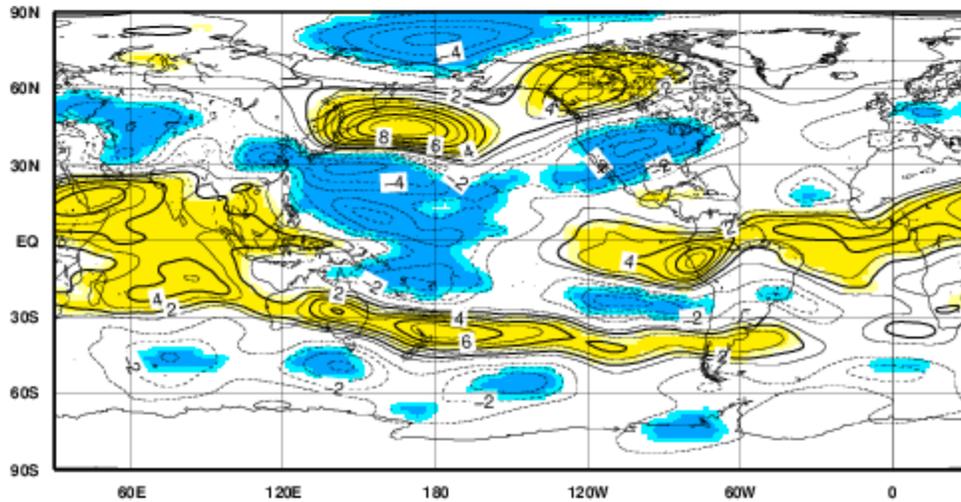
**Figura 17:** Anomalía de viento meridional en 200 hPa de la simulación POGA, en m/s. Los intervalos de los contornos son cada 1 m/s.

### Anomalía de viento meridional en 850 hPa



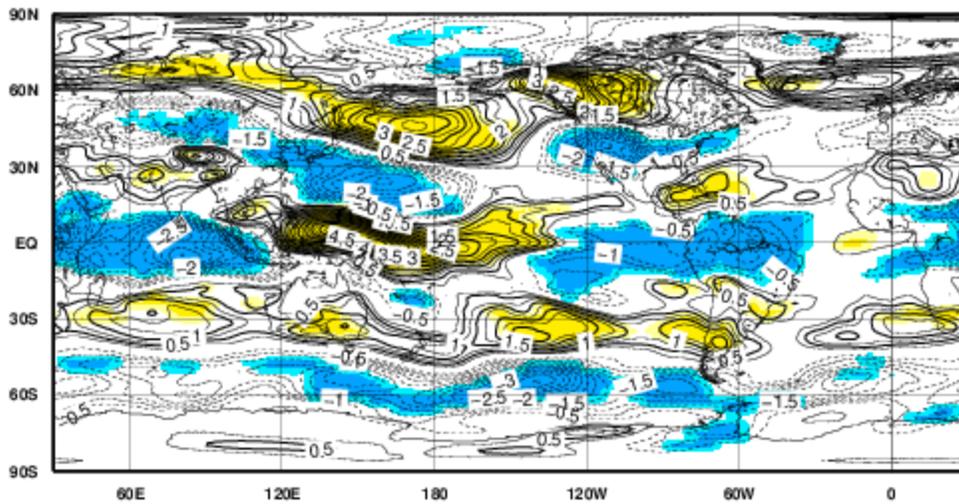
**Figura 18:** Anomalía de viento meridional en 850 hPa de la simulación POGA, en m/s. Los intervalos de los contornos son cada 0.25 m/s.

### Anomalía de viento zonal en 200 hPa



**Figura 19:** Anomalía de viento zonal en 200 hPa de la simulación POGA, en m/s. Los intervalos de los contornos son cada 1 m/s.

### Anomalía de viento zonal en 850 hPa



**Figura 20:** Anomalía de viento zonal en 850 hPa de la simulación POGA, en m/s. Los intervalos de los contornos son cada 0.25 m/s.

Con respecto a los resultados de esta sección, la figura 16 presenta las anomalías de precipitación global. En la misma, se pueden observar anomalías positivas de precipitación similares a la Figura 11 sobre la región céntrica del Océano Pacífico

Ecuatorial, con significancia estadística al 95 %, siendo nuevamente consistentes con las anomalías de TSM del Océano Pacífico Ecuatorial. Sin embargo, no se observan anomalías de precipitación al sobre el Océano Índico subtropical como en la figura 11, de las simulaciones GOGA. Esta es una de las principales diferencias entre los campos de anomalías de precipitación del ensemble de las simulaciones GOGA y POGA. Por otro lado, se pueden observar anomalías positivas significativas de precipitación sobre Uruguay, que no aparecen en la Figura 11 de la sección 3.2, siendo esta otra diferencia importante entre las simulaciones.

Si se observan las anomalías de viento meridional en 200 hPa de la figura 17, también se generó un tren de ondas significativo al 95 % en latitudes extratropicales similar al de la figura 12 de las simulaciones GOGA, pero las anomalías sobre la región uruguaya son más intensas que en el caso anterior, indicando una señal más fuerte, lo que podría explicar la aparición de precipitaciones por encima de lo normal sobre Uruguay. Además, en el gráfico de la figura 18, que contempla el viento meridional en 850 hPa, al norte de Uruguay se observan anomalías negativas significativas indicando un posible fortalecimiento del LLJ, pudiendo ser otro factor favorecedor de las precipitaciones por encima de lo normal. Se encuentra en estos resultados, otra diferencia importante entre ambas simulaciones (GOGA y POGA), ya que estas anomalías de viento meridional en niveles bajos no se presenciaron en la figura 13 de la sección anterior.

A partir de estos resultados, se puede pensar que los océanos Atlántico e Índico podrían haber jugado un rol en los cambios en la circulación atmosférica que tuvieron un efecto la precipitación sobre la región en esta temporada de verano, debido a que se visualizaron varios cambios entre las simulaciones forzadas mediante todos los océanos y las solamente forzadas con el Océano Pacífico.

Por otro lado, analizando el campo de anomalías de velocidad zonal en 200 hPa de la figura 19, sobre el Océano Pacífico tropical también se ve la presencia de anomalías significativas al 95 %, positivas sobre el este del océano y negativas sobre el oeste, generando una zona de divergencia al centro-este, alineada a las precipitaciones

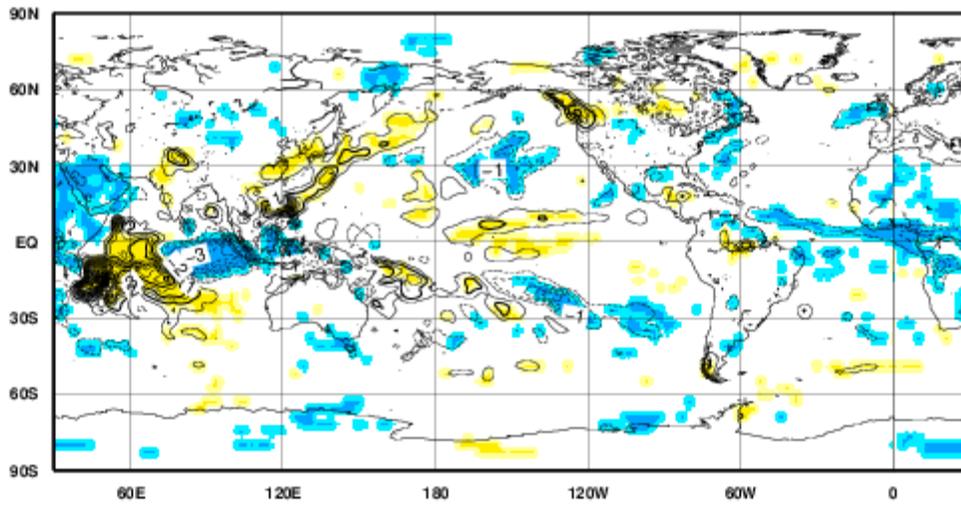
anómalas sobre longitudes similares, y consistentes con las anomalías cálidas de TSM sobre el Pacífico.

Finalmente, el campo de anomalías de viento zonal en 850 de la figura 20 muestra valores positivos al oeste del Océano Pacífico tropical y negativos al este, observándose al igual que la figura 15 una región de convergencia sobre el centro del océano, asociado nuevamente a las regiones de ascensos de aire y convección debido a las anomalías positivas de TSM.

### **3.4. Simulaciones IOGA**

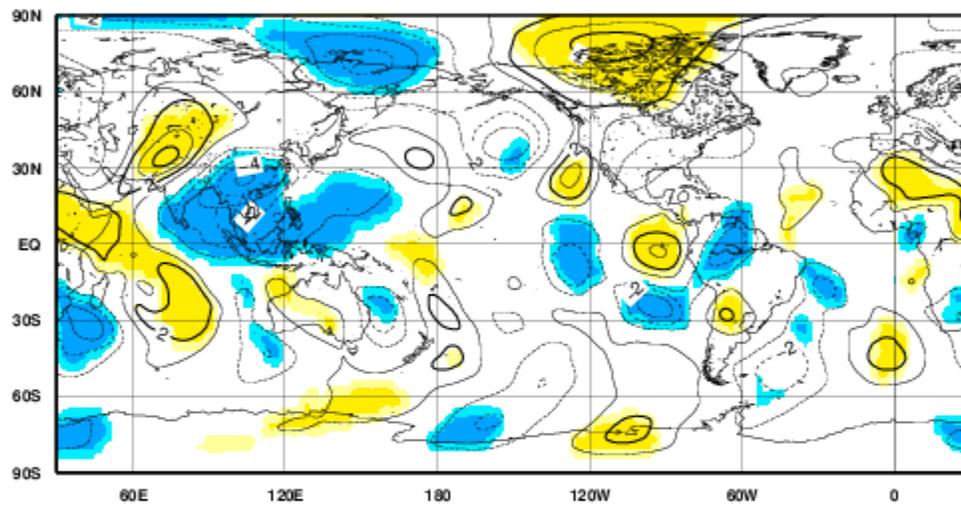
Análogamente a las secciones 3.2 y 3.3, se realizaron los ensembles de la simulación en donde el forzante oceánico fue solamente las anomalías pronosticadas del Océano Índico (simulaciones IOGA). Los campos calculados fueron los vientos zonal y meridional, en los niveles 200 hPa y 850 hPa, y de la precipitación global, para DEF de 2020. Además, a partir de los vientos zonal y meridional en 200 hPa se obtuvo el campo de divergencias en este nivel. La representación gráfica es análoga a la de la sección 3.2. Para este caso se muestran las variables de anomalías de precipitación global, viento meridional y zonal en 200 hPa, viento zonal en 850 hPa y divergencia en 200 hPa.

### Anomalía de precipitación global



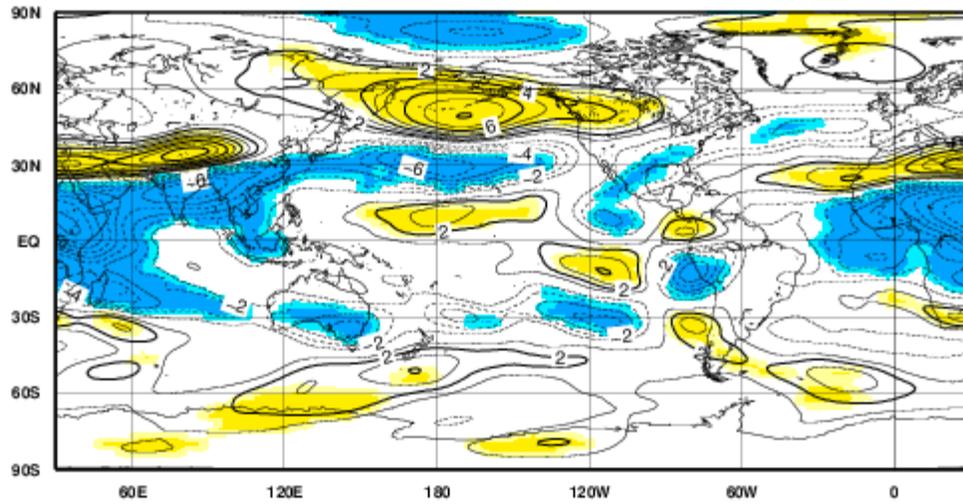
**Figura 21:** Anomalía de precipitación de la simulación IOGA, en mm/día. Los intervalos de los contornos son cada 0.5 mm/día.

### Anomalía de viento meridional en 200 hPa



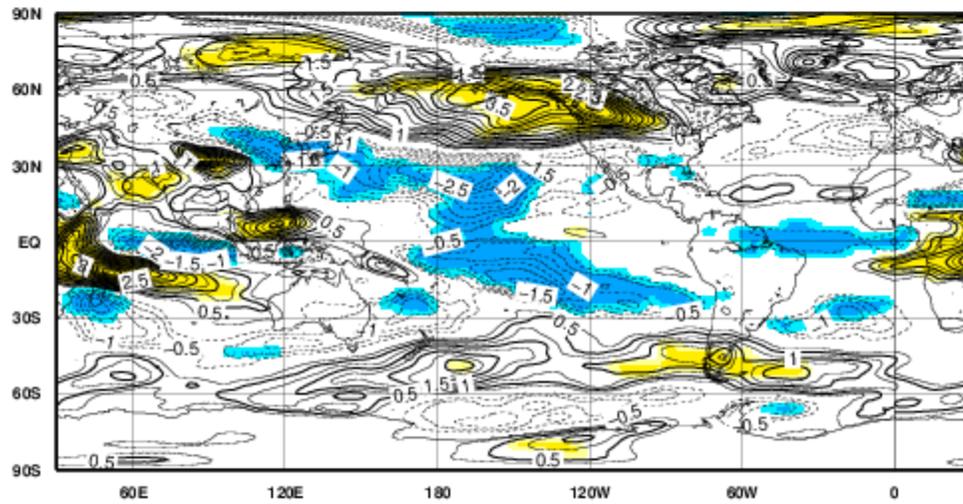
**Figura 22:** Anomalía de viento meridional en 200 hPa de la simulación IOGA, en m/s. Los intervalos de los contornos son cada 1 m/s.

### Anomalía de viento zonal en 200 hPa



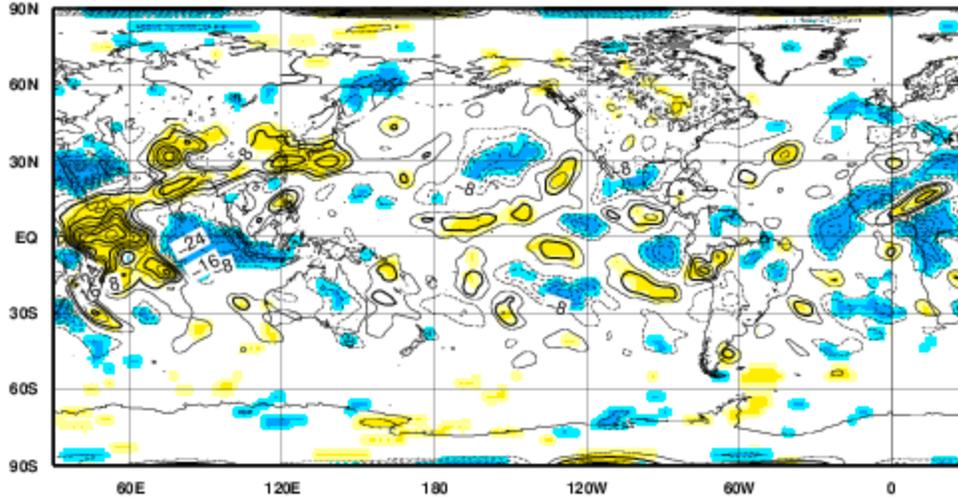
**Figura 23:** Anomalía de viento zonal en 200 hPa de la simulación IOGA, en m/s. Los intervalos de los contornos son cada 1 m/s.

### Anomalía de viento zonal en 850 hPa



**Figura 24:** Anomalía de viento zonal en 850 hPa de la simulación IOGA, en m/s. Los intervalos de los contornos son cada 0.25 m/s.

## Anomalía de divergencia en 200 hPa



**Figura 25:** Anomalía de divergencia en 200 hPa de la simulación IOGA en  $s^{-1}$ . A los valores se los multiplicó por un factor de escala de  $10^7$ , y los intervalos de los contornos son cada 4.

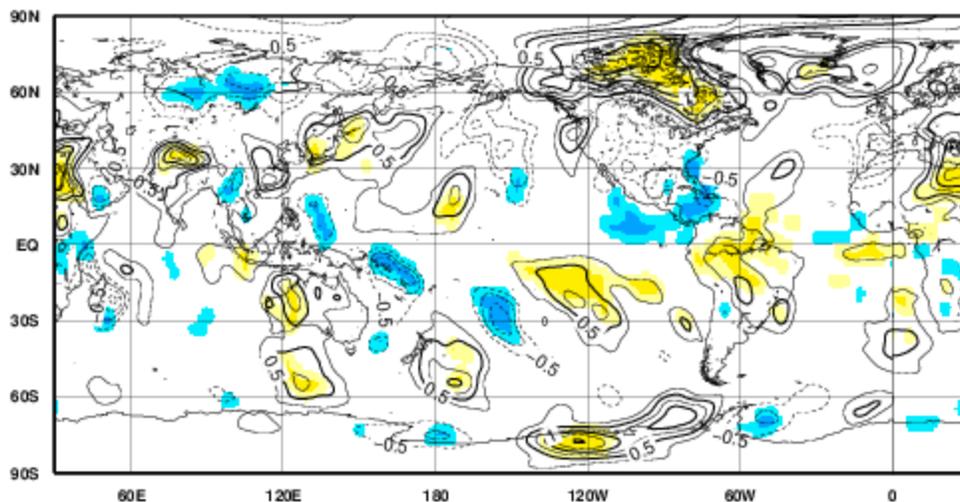
En primer lugar, en la figura 21 las anomalías de precipitación global muestran un sesgo positivo significativo sobre la región del Océano Índico de longitudes entre 60E y 100E, con latitudes subtropicales, en parte similar a la de la sección 3.2 de las simulaciones GOGA. Además, no se observan las precipitaciones por encima de lo normal sobre el Océano Pacífico tropical, siendo esto coherente ya que las salidas en estas simulaciones fueron solamente con el forzante de anomalías del Índico. Por otro lado, en el campo de viento meridional en 200 hPa del mapa de la figura 22, se destaca la presencia de anomalías positivas significativas de viento sobre el oeste del sur de Sudamérica, al este del Uruguay, contrarias a las observadas en las figuras 12 y 17 de las simulaciones GOGA y POGA respectivamente. Luego, en la figura 23, que muestra el campo de viento zonal en 200 hPa, se ven anomalías negativas significativas al oeste del Océano Índico Ecuatorial y subtropical mientras que al este no se observan sesgos, pudiéndose formar divergencia en niveles altos debido a los vientos anómalos hacia el oeste. Esto último se puede confirmar si se observa con el mapa de la figura 25, en el cual se muestra el campo de divergencias en 200 hPa, y sobre la misma región en donde ocurrieron las anomalías de precipitación aparece una zona de

divergencia positiva también significativa al 95 %. Finalmente, si se visualiza el campo de viento zonal en 850 hPa de la figura 24, en aproximadamente la misma región donde ocurre la divergencia en altura, se observan vientos anómalos positivos al oeste y negativos al centro y este del Océano Índico en niveles bajos, siendo pudiendo estar asociados con una posible convergencia en niveles bajos.

### 3.5. Simulaciones AOGA

Análogamente a las secciones anteriores, se realizaron los ensembles de la simulación en donde el forzante oceánico fue solamente el Océano Atlántico (simulaciones AOGA), de los campos de viento zonal y meridional, en los niveles 200 hPa y 850 hPa, y de la precipitación global, para el trimestre DEF de 2020. La representación gráfica es análoga a la de la sección 3.2. Para este caso se va a mostrar el campo de anomalías de viento meridional en 850 hPa.

Anomalía de viento meridional en 850 hPa



**Figura 26:** Anomalía de viento meridional en 850 hPa de la simulación AOGA, en m/s. Los intervalos de los contornos son cada 0.25 m/s.

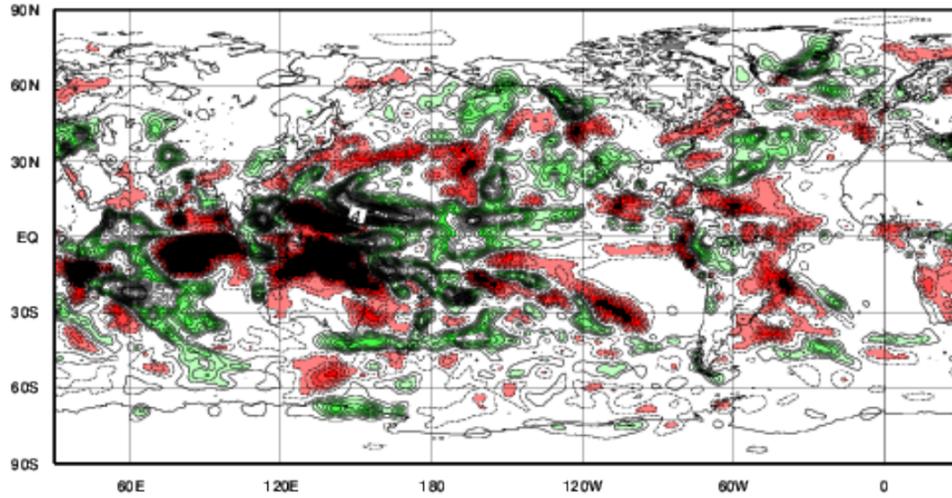
En la Figura 26 se observan las anomalías de viento meridional en 850 hPa. En las simulaciones POGA de la sección 3.3, sobre Sudamérica al norte del Uruguay se habían observado anomalías negativas de viento meridional, pudiendo fortalecer el

LLJ. En cambio, en las simulaciones AOGA, lo destacado es la formación de anomalías positivas de viento al norte uruguayo, significativas más al norte, mostrando una pequeña influencia del Océano Atlántico ecuatorial que podría estar debilitando al LLJ, debido a que este campo muestra vientos anómalos hacia el norte, contrarios al sentido del LLJ. Debido a que el LLJ es de gran influencia para las precipitaciones del Uruguay ya que es uno de los principales transportes de humedad hacia la región en esta época del año, un debilitamiento podría en parte explicar la ausencia de lluvias por encima de lo normal. Sin embargo, en niveles altos de 200 hPa no se encontraron resultados relevantes de esta simulación, por lo que se puede argumentar que la posible influencia del Océano Atlántico pudo haber sido principalmente en niveles bajos.

### ***3.6. Efectos de dispersión en el ensemble de simulaciones***

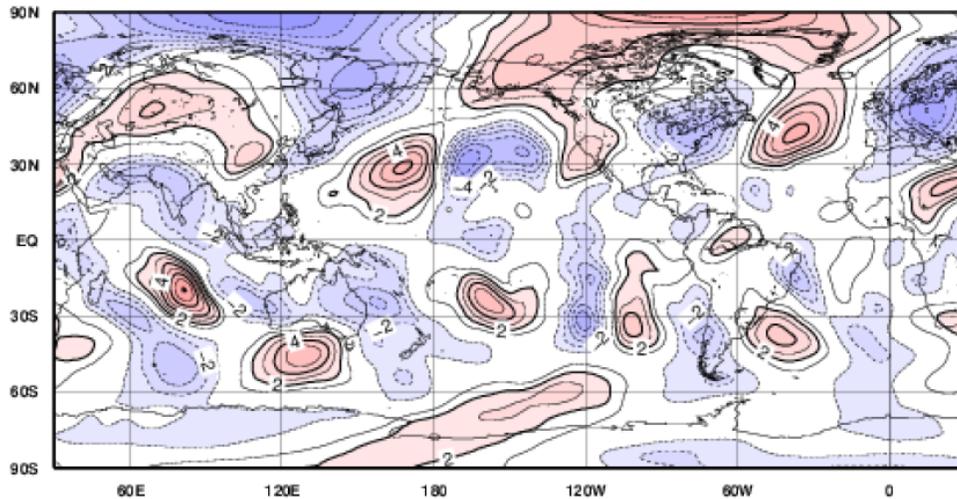
En esta sección se mostrarán los promedios trimestrales de los campos de precipitación global y viento meridional y zonal en 200 hPa de una salida particular de las simulaciones GOGA. Se seleccionó la salida con anomalías negativas de precipitación sobre Uruguay más extrema. La precipitación está en unidades mm/día, mientras que los campos de viento en m/s. Los valores negativos en la precipitación están representados en color rojo, mientras que los positivos en verde. En el caso de los campos de viento, los valores negativos están representados de color azul, y los positivos de color rojo. En todas las gráficas de esta sección los contornos negativos están representados mediante líneas punteadas y los positivos mediante curvas enteras.

Anomalías de precipitación de la salida iniciada el 24 de octubre.



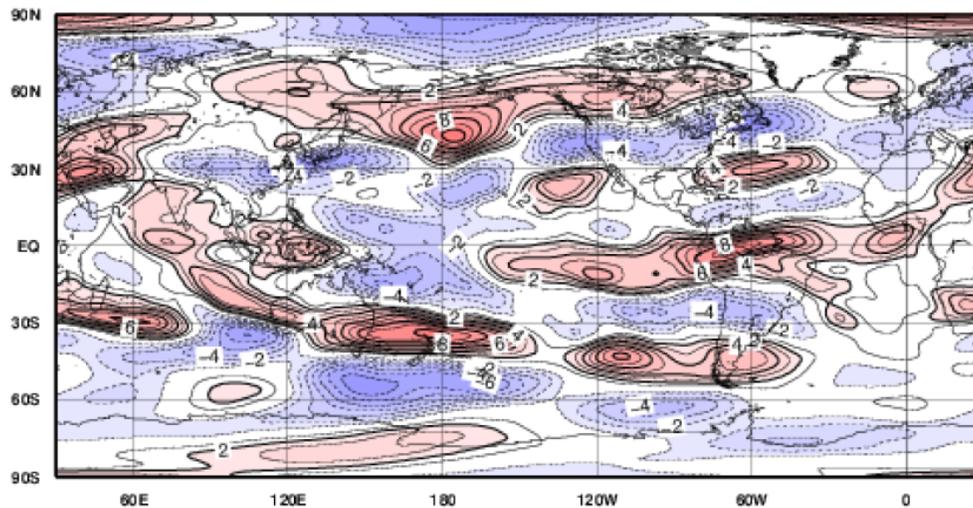
**Figura 27:** Anomalías de precipitación global en mm/día, para la simulación inicializada el 24 de octubre. En color rojo los negativos y en color verde los positivos. Los intervalos de los contornos son cada 0.5 mm/día.

Anomalías de viento meridional en 200 hPa de la salida iniciada el 24 de octubre.



**Figura 28:** Anomalías de viento meridional en 200 hPa en m/s para la simulación inicializada el 24 de octubre. Los intervalos de los contornos son cada 1 m/s.

Anomalías de viento zonal en 200 hPa de la salida iniciada el 24 de octubre.



**Figura 29:** Anomalías de viento zonal en 200 hPa en m/s para la simulación inicializada el 24 de octubre. Los intervalos de los contornos son cada 1 m/s.

En la figura 27 se muestran las precipitaciones por debajo de lo normal, indicando un trimestre DEF con niveles deficitarios de precipitación. Además, en el campo de viento meridional (figura 28) se observa un tren de ondas de Rossby en latitudes extratropicales al igual que en los ensambles, pero con un corrimiento, generando anomalías de circulación atmosférica un poco distintas. En la región de Uruguay, las anomalías indican la presencia de una circulación anticiclónica al oeste de la región, que está asociada a precipitaciones por debajo de lo normal. Luego, las anomalías de viento zonal se muestran consistentes con la circulación anticiclónica observada en el viento meridional, reforzando estos resultados. A raíz de estos resultados, se encuentra que, la variabilidad intrínseca de la atmósfera puede ser otro posible motivo por el cuál las precipitaciones sobre Uruguay en la temporada estudiada fueron por debajo de lo normal.

### **3.7. Discusión sobre los resultados de las simulaciones**

Para esta instancia, se muestran tres figuras que describen las anomalías de precipitación global, de viento meridional y del campo de divergencias en 200 hPa, de las simulaciones IOGA por un lado y GOGA menos POGA.

Finalmente, se muestra una cuarta con las anomalías de viento meridional en 200 hPa de la simulación POGA y del reanálisis NCEP-NCAR considerando solamente los DEF de los años en los que ocurrió El Niño Modoki, definidos en el trabajo de Martin-Gómez et al. (2020). La tabla 4 muestra los años considerados:

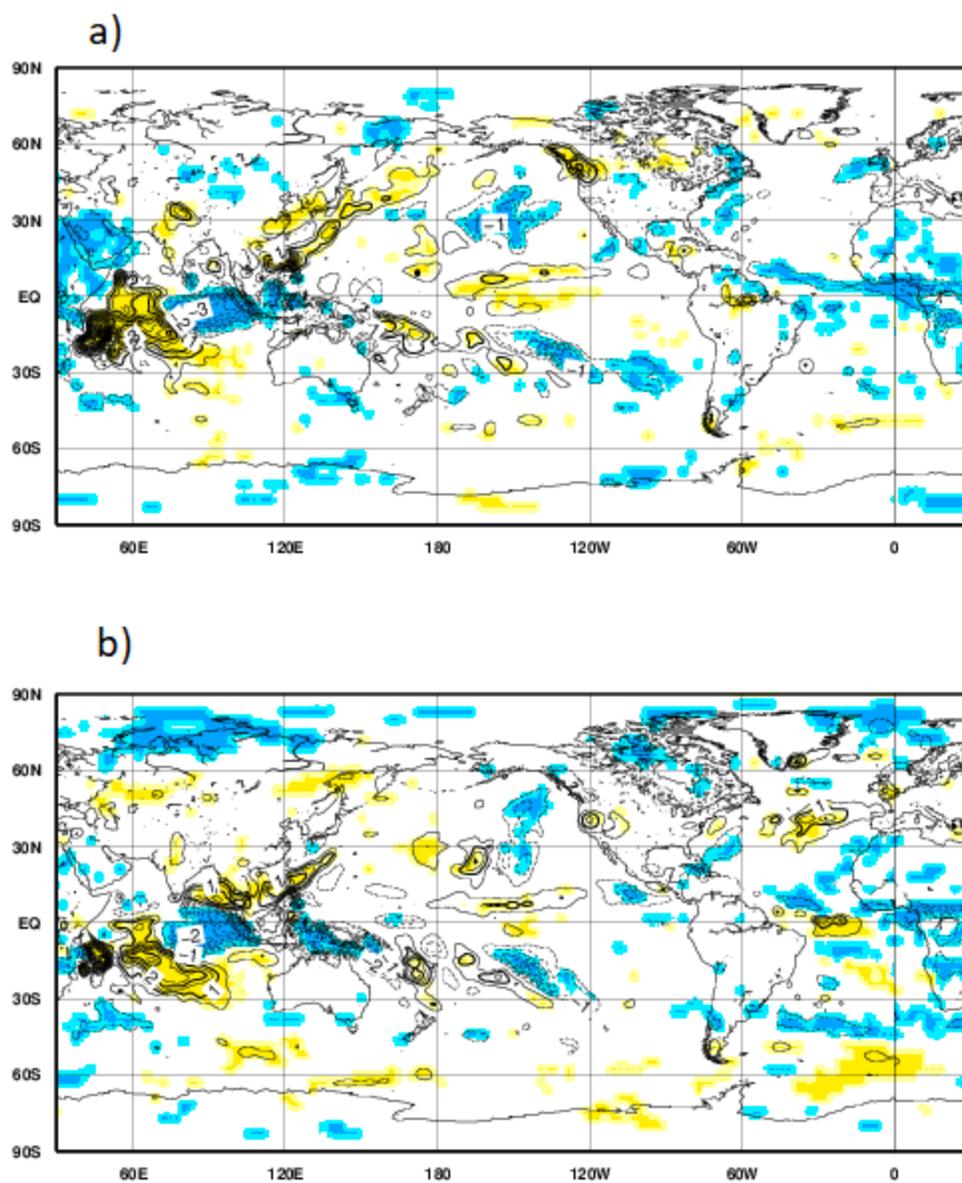
<b>Años</b>	1991/1992	1994/1995	2002/2003	2004/2005	2009/2010	2014/2015
-------------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------

**Tabla 4:** Años de El Niño Modoki.

La figura 30 muestra las anomalías de precipitación global de la simulación IOGA por un lado en la imagen *a*), mientras que en la imagen *b*), se visualiza la diferencia entre las anomalías de precipitación global de las simulaciones GOGA y POGA. Se encontró que ambos campos son muy similares entre sí. Además, las principales diferencias de la gráfica de la figura 30*b*) fueron sobre el Océano Índico. Las diferencias entre estos experimentos permite ver la influencia de las cuencas de los océanos Atlántico e Índico. Luego, la figura 31 contiene en la imagen *a*) el viento meridional en 200 hPa de la simulación IOGA y en la imagen *b*) la misma variable para la diferencia entre GOGA y POGA, mientras que la figura 32 muestra para las mismas simulaciones la divergencia en 200 hPa. En ambas figuras se encontraron las misma similitudes entre los campos de las salidas IOGA y GOGA-POGA, pudiéndose observar por ejemplo en la figura 32 una región de divergencia en niveles altos sobre el Océano Índico consistente con las anomalías positivas de precipitación sobre esta cuenca.

Por lo tanto, dado que las imágenes la figura 31 y 32 también son tan similares entre sí, se puede decir que en niveles altos el modulador de las influencias de las anomalías de TSM sobre las precipitaciones en Uruguay fue el Océano Índico.

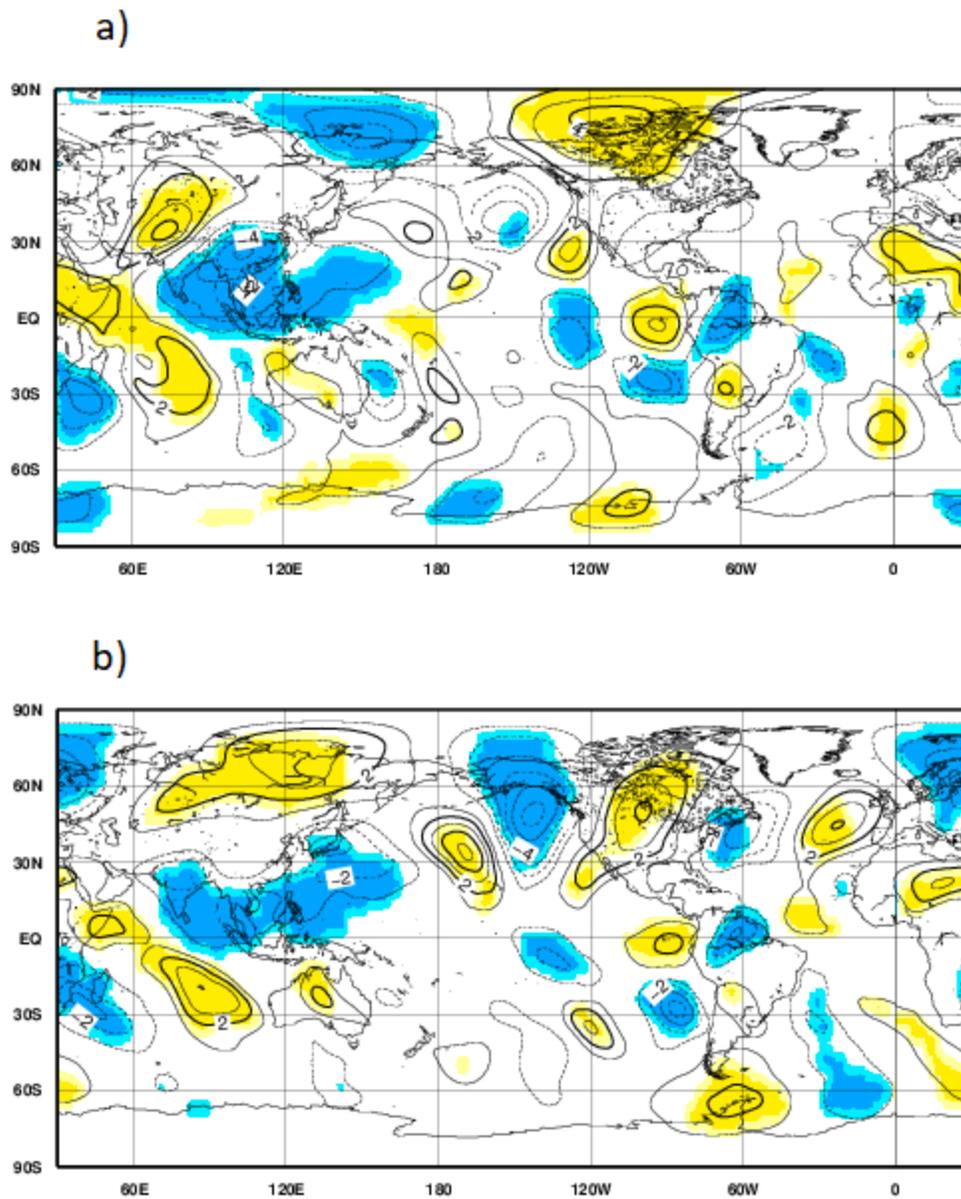
## Anomalía de precipitación global IOGA y diferencia entre GOGA y POGA



**Figura 30:** la imagen a) representa las anomalías de precipitación de la simulación IOGA, en mm/día y la imagen b) la diferencia entre las anomalías de precipitación de GOGA y POGA en mm/día.

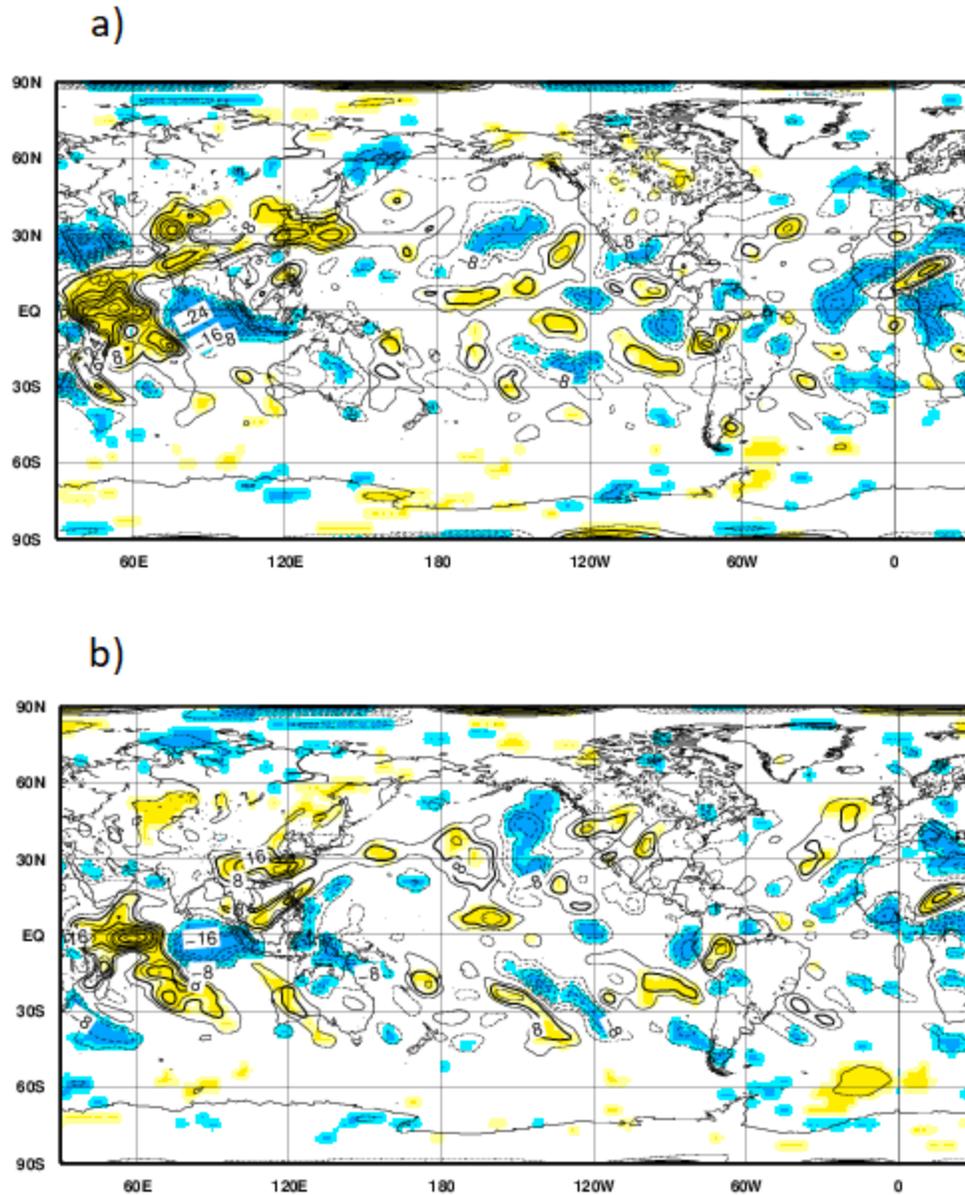
Los intervalos de los contornos son cada 0.5 mm/día.

## Anomalía de viento meridional en 200 hPa IOGA y diferencia entre GOGA y POGA



**Figura 31:** la imagen a) representa las anomalías de viento meridional en 200 hPa de la simulación IOGA en m/s, y la imagen b) representa la misma variable pero considerando la diferencia entre las simulaciones GOGA y POGA. Los intervalos de los contornos son cada 1 m/s.

## Anomalía de divergencia en 200 hPa IOGA y diferencias entre GOGA y POGA



**Figura 32:** la imagen a) representa las anomalías de divergencia en 200 hPa de la simulación IOGA en  $s^{-1}$ , y la imagen b) representa la misma variable pero considerando la diferencia entre las simulaciones GOGA y POGA. Los valores fueron multiplicados por un factor de escala de  $10^7$ , y los intervalos de los contornos son cada 4.

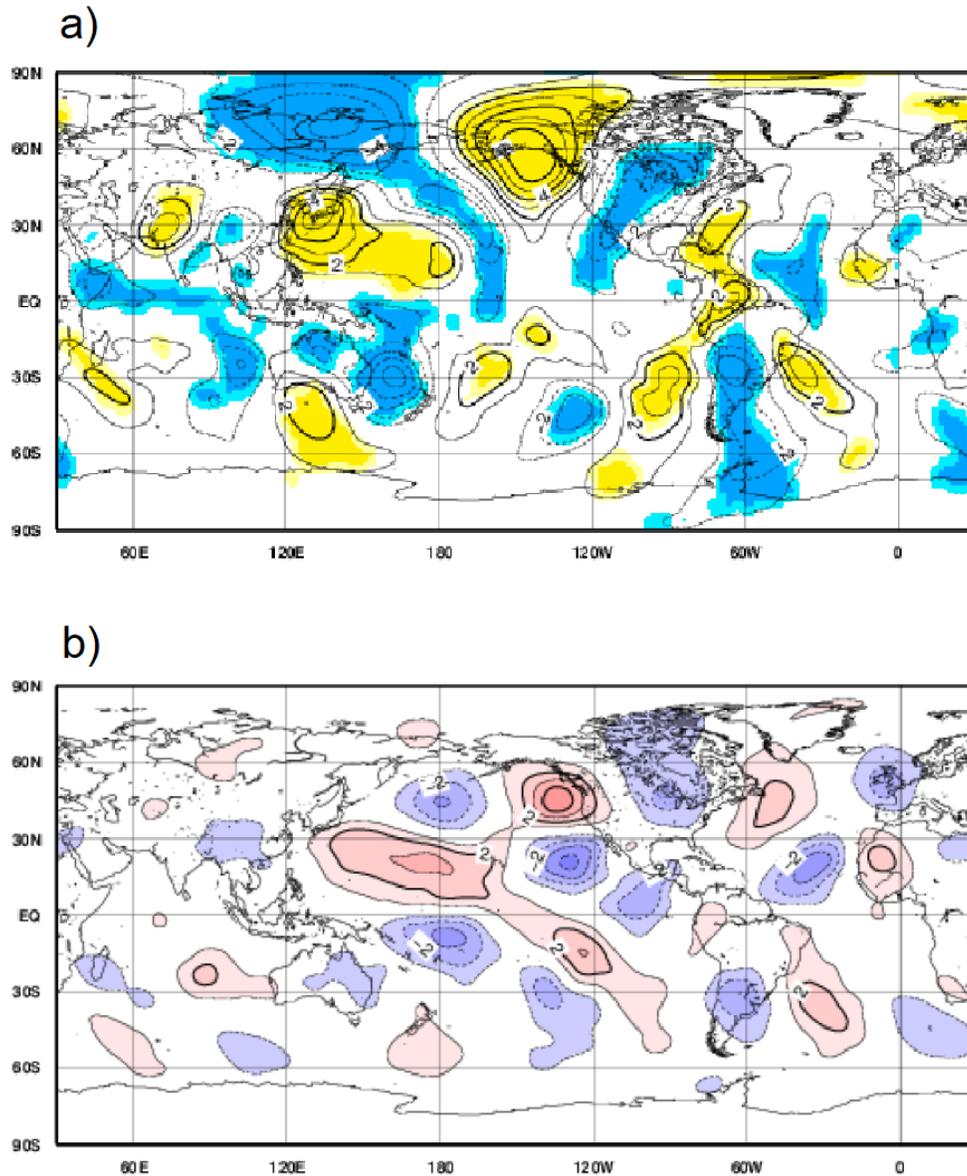
En las secciones anteriores de este capítulo se mostraron los resultados relevantes de las simulaciones GOGA y de cada cuenca por separado. De los mismos, se destaca en

primer lugar, que en los ensembles de la simulación GOGA no se encontraron anomalías de precipitación sobre Uruguay. Sin embargo, en las simulaciones POGA se encontró una anomalía positiva sobre Uruguay significativa al 95 %. En cuanto a los campos de viento meridional en 200 hPa, en las simulaciones GOGA y POGA se observó un tren de ondas de Rossby en latitudes extratropicales significativos al 95% de dos colas, consistente con las anomalías positivas de TSM en el Océano Pacífico.

Por otro lado, en ambos experimentos se visualizan anomalías asociadas a una circulación ciclónica al este del Uruguay, pero la figura 12 (experimento GOGA) muestra una señal debilitada con respecto a las ondas de la figura 17 (experimento POGA). Esta es una de las principales diferencias entre ambas simulaciones, y una posible causa de por qué en las GOGA hubo ausencia de sesgos de precipitación.

Además, se destaca que los ensembles de la simulación POGA muestran una respuesta compatible con El Niño tipo Modoki descrita en el trabajo de Martín-Gómez et al. (2020). Estas similitudes se pueden observar en la figura 33, en la cuál si se comparan ambas gráficas de viento meridional en 200 hPa, las anomalías simulaciones POGA y el reanálisis de los años El Niño Modoki son similares entre sí sobre la región del sur de sudamérica, en particular se observa un tren de ondas de Rossby en ambas imágenes, con una región de anomalías negativas al oeste del Uruguay, por lo que los resultados de POGA muestran ser compatibles a los resultados del reanálisis de El Niño Modoki sobre la región.

Anomalía de viento meridional en 200 hPa de POGA y anomalías de El Niño Modoki del NCEP-NCAR reanálisis.



**Figura 33:** la imagen a) representa las anomalías de viento meridional 200 hPa de la simulación POGA en  $m/s$ , y la imagen b) representa la misma variable pero obtenida del reanálisis NCEP-NCAR y considerando sólo las anomalías del ensemble de los años que ocurrió El Niño Modoki. Los contornos son cada 1  $m/s$ .

Con respecto al resto de las figuras mostradas en esta sección, se encontró que, en los campos seleccionados de la precipitación global (figura 30), viento meridional (figura

31), y divergencia en niveles altos (figura 32), las anomalías resultantes de la simulación IOGA son muy similares a la diferencia entre los ensembles de las simulaciones GOGA y POGA. Cabe aclarar que todas estas figuras presentan significancia estadística al 95 % en las anomalías máximas y mínimas de interés.

Estos resultados son relevantes por dos motivos. Primero, los experimentos IOGA indican que el Océano Índico cumplió un rol importante en los cambios en la circulación atmosférica de los niveles altos. Existen antecedentes sobre resultados similares sobre la influencia del Océano Índico sobre ENSO (por ejemplo Cazes Boezio y Talento, 2016). En segundo lugar, que la diferencia entre los resultados GOGA menos POGA sea similar a los resultados IOGA sugiere una relación lineal entre la influencia de las anomalías tropicales de TSM de los océanos Pacífico e Índico sobre la circulación atmosférica. Adicionalmente, se destaca que se encontró dispersión de los resultados dentro de los ensembles, y en especial, que una de las simulaciones GOGA presentó anomalías negativas de precipitación importantes sobre Uruguay, así como de circulación atmosférica en nuestra región son compatibles con estas anomalías de precipitaciones.

### ***3.8. Análisis de la Fuente de Ondas de Rossby (RWS)***

En las secciones anteriores de este capítulo ya se pudo concluir que las anomalías de TSM sobre el Océano Índico tuvieron importancia en los resultados de las simulaciones GOGA, debido a las diferencias entre las simulaciones realizadas con diferentes forzantes oceánicas. En particular, se cree que las precipitaciones por encima de lo normal sobre el Océano Índico, en conjunto con las del Océano Pacífico pudieron influir en las modificaciones de la circulación atmosférica sobre el Uruguay y por ende en las precipitaciones.

Para reforzar estas conclusiones, se buscó tener un mayor entendimiento sobre la generación de las ondas de Rossby asociadas a las teleconexiones. Por lo tanto, se analizó la fuente de ondas de Rossby (RWS, definida en Sardeshnukh y Hoskins,

1988). Para estudiar la RWS es necesario realizar una revisión de la teoría de las Ondas de Rossby, la cual se presenta en el Anexo, sección 6.2.

Si consideramos la ecuación de vorticidad barotrópica en términos de la tendencia de vorticidad relativa, considerando que para este tipo de escala la vorticidad planetaria  $f$  es mucho mayor a la relativa  $\zeta$ , pero no así su gradiente, obtenemos la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \nabla \zeta - \vec{v} \cdot \beta - f \nabla \cdot \vec{v} \quad (3)$$

Además, el teorema de Helmholtz para la descomposición de campos en 2D (Lynch, 1988) indica que al viento  $\vec{v}$  se le puede hacer una descomposición entre un componente no divergente (rotacional), el cual posee una función corriente y otro irrotacional (divergente), que tiene un potencial. De este modo:

$$\vec{v} = \vec{v}_{\psi} + \vec{v}_{\chi} \quad (4)$$

Definiendo:

$$\nabla \cdot \vec{v}_{\psi} = 0 \quad \vec{v}_{\psi} = k \times \nabla \psi \quad (5)$$

$$\nabla \wedge \vec{v}_{\chi} = 0 \quad \vec{v}_{\chi} = \nabla \chi \quad (6)$$

La descomposición indicada no es necesariamente única. Esta versión del teorema de Helmholtz no debe confundirse con el teorema de Helmholtz para descomposición de campos 3D (teorema fundamental del cálculo vectorial).

La función corriente  $\psi$  de la componente rotacional y el potencial del viento divergente  $\chi$  pueden calcularse mediante las siguientes ecuaciones de Poisson:

$$\nabla^2 \chi = \nabla \cdot \vec{v} \quad (7)$$

$$\nabla^2 \psi = \nabla \wedge \vec{v} \quad (8)$$

Entonces, si se considera la descomposición de velocidades en los términos rotacional y divergente, la componente rotacional ya muestra su efecto o influencia en la tendencia de vorticidad mediante la generación de ondas de Rossby en sí mismas. Por lo tanto, el interés de la RWS es ver cómo influye la componente divergente del campo de velocidades  $\vec{v}_\chi$  a la tendencia de la vorticidad. Entonces, se puede reescribir la ecuación 2 de la siguiente manera:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \vec{v}_\psi \nabla \zeta + \vec{v}_\psi \beta = - \vec{v}_\chi \nabla \zeta - \vec{v}_\chi \beta - f \nabla \cdot \vec{v}_\chi \quad (9)$$

Siendo los términos de la izquierda los que se relacionan exclusivamente con la componente rotacional, y los de la derecha los que son afectados por la componente del viento divergente, que representa a la RWS. Entonces, la misma se puede definir mediante la ecuación 9:

$$RWS = - \vec{v}_\chi \nabla \zeta - \vec{v}_\chi \beta - f \nabla \cdot \vec{v}_\chi \quad (10)$$

Los primeros dos sumandos de la ecuación 10 representan el transporte de vorticidad relativa (primer sumando) y planetaria (segundo sumando) debido al viento divergente. En caso de tener una anomalía de convección en latitudes ecuatoriales, el primer sumando puede producir anomalías de divergencia y de viento divergente. Estas últimas pueden llegar hasta latitudes subtropicales en las que el gradiente de vorticidad relativa es de magnitud relativamente importante. En cuanto al segundo sumando, notamos que  $\beta$  tiene valores relativamente elevados tanto en latitudes ecuatoriales

como tropicales y subtropicales, pero las anomalías de viento divergente no son de magnitud máxima donde la propia anomalía de divergencia es máxima, si no en zonas adyacentes.

El tercer sumando representa la generación de tendencia de vorticidad directamente debida a la divergencia (stretching term). Debe notarse que en latitudes ecuatoriales las anomalías de divergencia podrían ser máximas, pero la contribución de este término no será importante debido a que  $f$  es muy pequeño en estas latitudes. Sin embargo, la contribución de este término sí puede ser relevante en latitudes subtropicales.

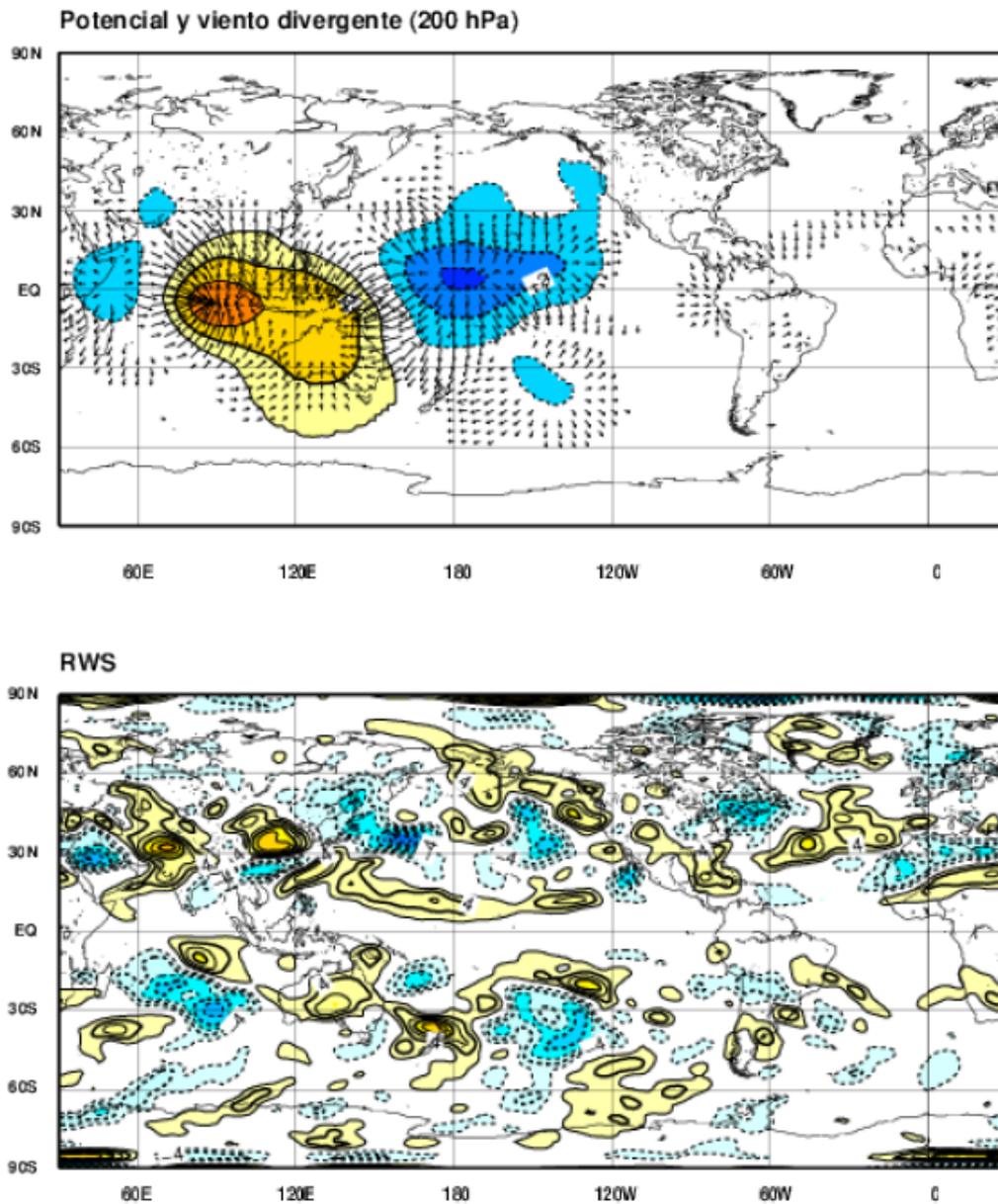
La RWS puede alcanzar valores (positivos o negativos) importantes no necesariamente en donde son máximas las anomalías de divergencia que les dieron origen, si no en zonas o latitudes adyacentes.

A continuación se mostrarán los resultados obtenidos de GOGA (figura 34), POGA (figura 35), IOGA (figura 36). Además, se comparará la RWS de la simulación IOGA con la RWS de la diferencia entre GOGA y POGA (figura 37). Las figuras 34, 35 y 36 muestran del lado de arriba de la imagen el potencial de velocidades y del lado de abajo la RWS, para cada cuenca mencionada anteriormente, mientras que la figura 37 contiene del lado de arriba la RWS de IOGA y del lado de abajo la RWS de GOGA-POGA.

En el gráfico de arriba de la figura 34 se observa un dipolo con anomalías de potencial positivas sobre el Océano Índico y con vientos convergentes indicando una región de subsidencia, y negativas sobre el centro del Océano Pacífico con vientos divergentes indicando las regiones de convección, consistentes con los gráficos de la sección 3.2 de simulaciones GOGA. En particular, en el campo de viento zonal en 200 hPa existen anomalías significativas compatibles con dos circulaciones anticiclónicas sobre el centro ecuatorial del Pacífico a ambos lados del Ecuador (Gill 1980). Además, se observa una región de divergencia sobre el Océano Índico subtropical consistente con las anomalías de precipitación positivas significativas de las simulaciones GOGA en latitudes subtropicales, y con las anomalías de viento zonal en 200 hPa sobre el Océano Índico Ecuatorial y subtropical. Por otro lado, en la gráfica de abajo de esta

figura, se observan anomalías negativas de RWS importantes sobre el Océano Índico y positivas sobre el Pacífico al este de Australia y sobre Australia.

### GOGA



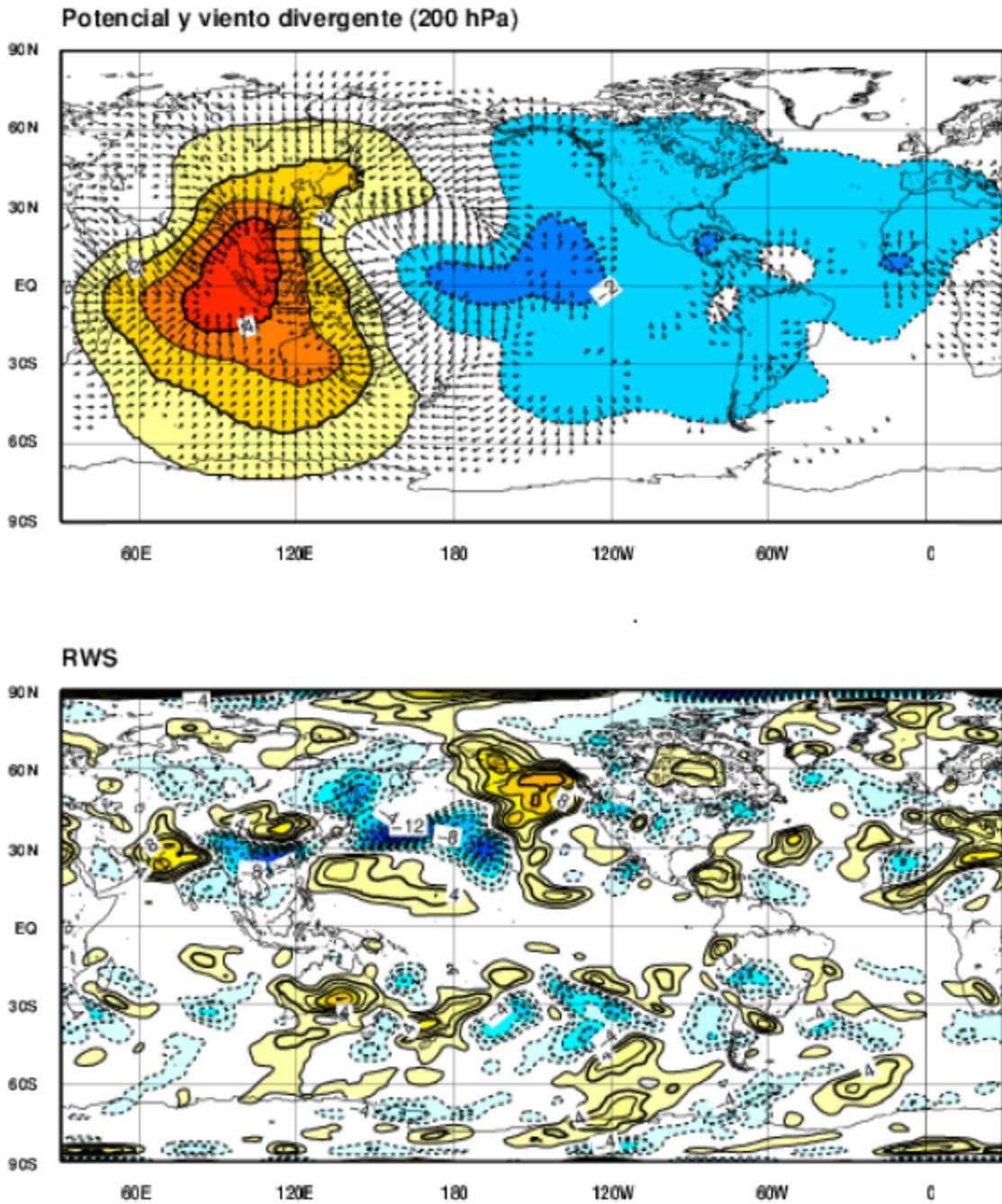
**Figura 34:** El gráfico de arriba muestra las anomalías de viento divergente (representado en flechas) y potencial de velocidades (representado en contornos y colores, de color rojo las anomalías positivas y azul las negativas), mientras que el gráfico de abajo representa la RWS multiplicada por un factor de  $10^{11}$  (en colores y contornos, de color amarillo las anomalías positivas y celestes las negativas). Ambos para las simulaciones de GOGA.

En los gráficos de POGA de la figura 35, también se observa un dipolo como en GOGA, pero con anomalías de potencial más intensas en la región de convergencia, y una región más amplia de anomalías de potencial negativas. Para este caso también se observaron anomalías significativas asociadas a una circulación anticiclónica a un lado y el otro del Ecuador (Gill 1980) en el campo de viento zonal en 200 hPa, mostrando una señal más clara que en las simulaciones GOGA.

Por otro lado, no se generó la región de potencial negativo y divergencia sobre el Océano Índico, como en las simulaciones GOGA, lo cuál también es compatible con los otros campos de POGA ya que no se observó divergencia ni anomalías de precipitación sobre el Océano Índico subtropical. Con respecto a la RWS, en este caso se encuentran diferencias con las anomalías de GOGA, principalmente sobre el Océano Índico ya que la señal de anomalías es más baja, y sobre Australia aumenta.

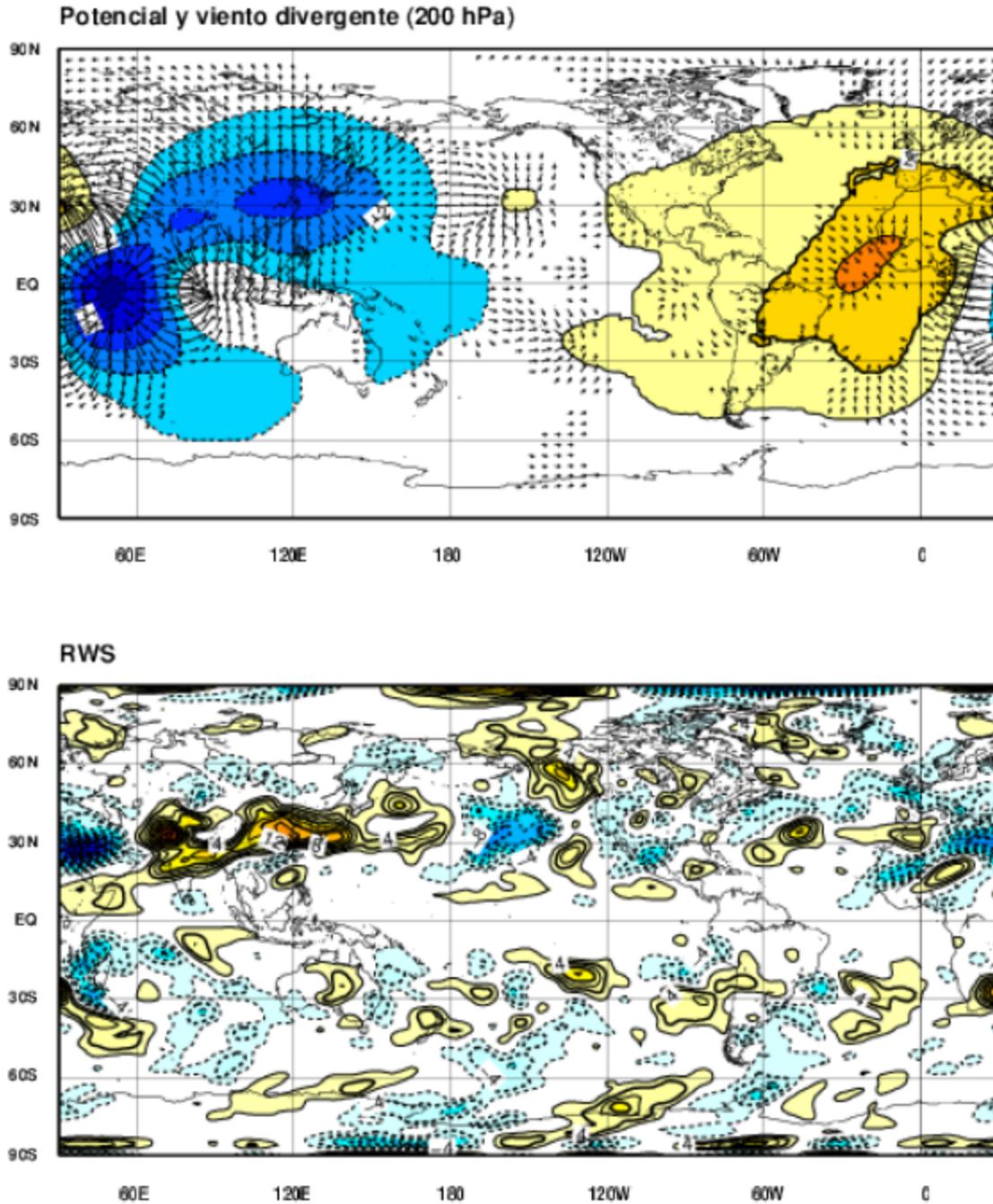
Por otro lado, en la gráfica de arriba de la figura 36, también se observó otro dipolo pero diferente a los casos anteriores. Existe una región de convergencia centrada sobre el Océano Atlántico Ecuatorial con anomalías de potencial positivas, mientras que sobre el Océano Índico Ecuatorial existe una región de divergencia, con anomalías de potencial negativas centradas en dicho lugar. Es posible que la pequeña región de divergencia observada en GOGA, esté asociada a esta región de divergencia sobre el Índico.

# POGA



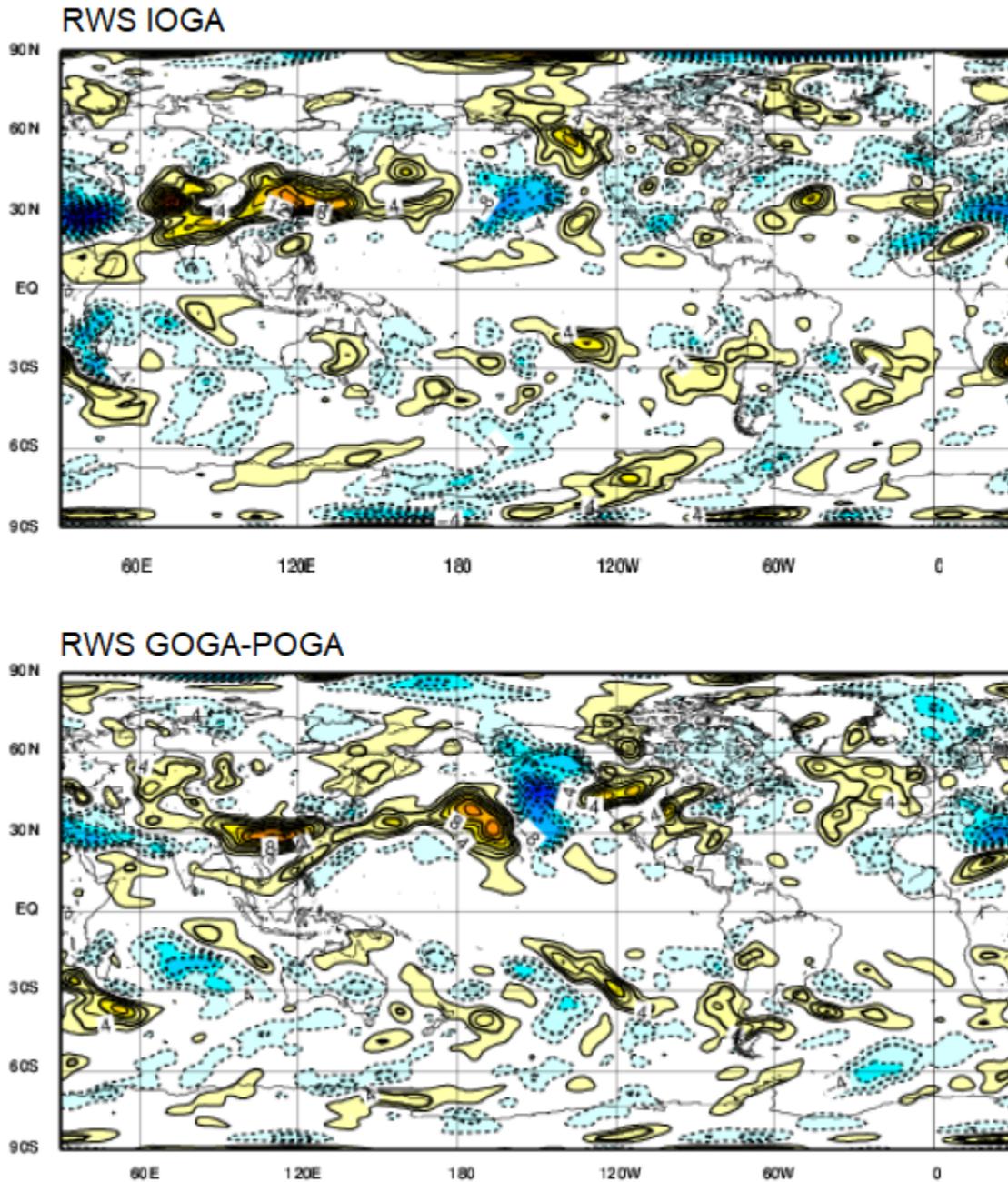
**Figura 35:** El gráfico de arriba muestra las anomalías de viento divergente (representado en flechas) y potencial de velocidades (representado en contornos y colores, de color rojo las anomalías positivas y azul las negativas), mientras que el gráfico de abajo representa la RWS multiplicada por un factor de  $10^{11}$  (en colores y contornos, de color amarillo las anomalías positivas y celestes las negativas). Ambos para las simulaciones de POGA.

## IOGA



**Figura 36:** El gráfico de arriba muestra las anomalías de viento divergente (representado en flechas) y potencial de velocidades (representado en contornos y colores, de color rojo las anomalías positivas y azul las negativas), mientras que el gráfico de abajo representa la RWS multiplicada por un factor de  $10^{11}$  (en colores y contornos, de color amarillo las anomalías positivas y celestes las negativas). Ambos para las simulaciones de IOGA.

## RWS de IOGA y GOGA - POGA



**Figura 37:** El gráfico de arriba muestra las anomalías de RWS multiplicada por un factor de  $10^{11}$  de las simulaciones IOGA, el gráfico de abajo representa la misma variable pero de la diferencia entre GOGA Y POGA. Los colores amarillos son las anomalías positivas, y los celestes las negativas. Los contornos son cada 2.

Por último, en la figura 37 se puede destacar la similitud de las anomalías de RWS de las simulaciones IOGA y GOGA-POGA, con regiones con anomalías similares sobre el Océano Índico, así como otras regiones.

Las anomalías de RWS que se ubican en regiones de anomalía de viento divergente directamente provenientes de zonas con anomalías tropicales de convección profunda y TSM pueden interpretarse como forzantes de teleconexiones entre regiones ecuatoriales o tropicales y regiones remotas de trópicos y extratropicos.

Debe notarse que estas zonas de forzamiento no se ubican directamente sobre las anomalías ecuatoriales de convección profunda, si no en latitudes algo alejadas de las mismas. En las propias regiones ecuatoriales, la divergencia (o convergencia) en 200 hPa es máxima, pero el parámetro de Coriolis  $f$  es mínimo, mientras que el viento divergente es mínimo, y llega a valores importantes en regiones algo alejadas del Ecuador. Las regiones de gradientes de vorticidad relativa fuerte y viento divergente fuerte resultan apropiadas para generar anomalías importantes de RWS.

En regiones subtropicales y extratropicales alejadas de estas regiones de forzante, las anomalías de RWS pueden deberse a los propios patrones de divergencia de las ondas de Rossby estacionarias, más que al origen del tren de ondas. Estas anomalías de divergencia son de todas maneras importantes por encontrarse en niveles altos de la tropósfera, y asociarse a anomalías del movimiento vertical, a su vez asociadas a anomalías de precipitaciones.

Deseamos destacar la similitud entre las anomalías de RWS en las simulaciones IOGA, con la diferencia entre las anomalías en las simulaciones GOGA menos POGA. Lo cual es consistente con las consideraciones realizadas sobre los efectos de las anomalías de TSM en el Océano Índico, y de la aditividad de la respuesta obtenidas en las simulaciones respecto a las anomalías de TSM en las diferentes cuencas oceánicas.

## 4. Conclusiones

En primer lugar, a partir de este trabajo se puede concluir que el modelo WRF en modo global mostró consistencia entre aquellos campos que tienen relaciones físicas entre sí. Por ejemplo, las anomalías de precipitación tropical fueron consistentes con los campos de divergencia en 200 hPa, al igual que los campos de viento meridional en 200 hPa en regiones extratropicales fueron consistentes con los de precipitación en dichas regiones. Además, se encontró una sensibilidad razonable a las anomalías de TSM reflejadas en las anomalías de precipitación. Por otro lado, también se pudo observar que los campos de circulación atmosférica en 200 hPa mostraron resultados coherentes cuando fueron comparados con los datos observados y del reanálisis. Se puede destacar también que las simulaciones POGA tuvieron una respuesta compatible con El Niño tipo Modoki descrita en el trabajo de Martin-Gómez et al. (2020). Todos estos resultados mencionados contribuyen a una validación provisional del WRF en versión global (si bien se necesitan simular varios años para cada temporada objetivo). Además, sugieren que el WRF en modo global podría servir como instrumento para otras aplicaciones en este tipo de estudios y escalas climáticas, como la predicción climática estacional, abriendo muchas puertas a diferentes estudios.

Los resultados mostraron diferencias entre las simulaciones GOGA y POGA para la temporada de DEF de 2020, que podrían explicar en parte por qué hubo ausencia de lluvias sobre Uruguay en dicho evento. Esto se pudo visualizar, en primer lugar en los campos de viento meridional en 200 hPa, en el cual en las simulaciones GOGA se observó un tren de ondas significativo que aportó anomalías de circulación atmosférica sobre la región uruguaya, pero con una señal más débil que el tren generado en las salidas de POGA. Además, se observó directamente en el campo de anomalías de precipitación global, ya que las simulaciones GOGA no se visualizaron anomalías sobre Uruguay, mientras que en POGA se observaron anomalías significativas positivas.

Por otro lado, a partir de los experimentos con simulaciones de las distintas cuencas por separado, se encontró que el Océano Índico tuvo una influencia importante en

estas diferencias entre GOGA y POGA, ya que modificó los patrones de circulación en los niveles altos de la atmósfera. Además, se identificó una posible linealidad entre las influencias en los niveles altos de la circulación atmosférica del Océano Pacífico y el Océano Índico, ya que las simulaciones IOGA mostraron resultados muy similares a los campos de las diferencias entre GOGA y POGA en niveles altos, ambos con significancia al 95 %. Con respecto a las salidas AOGA solamente se encontró cierta señal en el campo de capas bajas del viento meridional, con un posible debilitamiento del LLJ debido a la presencia de anomalías con significancia y positivas de viento al norte del Uruguay (consistente con resultados de Barreiro y Tippmann, 2008).

Además, analizando las simulaciones particulares de cada condición inicial de simulaciones GOGA por separado, se encontraron algunos casos con anomalías de precipitación negativas sobre Uruguay, pudiendo ser la propia variabilidad interna de la atmósfera otra posible contribución al déficit de precipitaciones durante el verano del 2020.

A raíz de las conclusiones obtenidas, se proponen dos hipótesis de la sequía sobre Uruguay durante el verano del 2020.

La primera hipótesis es que la sequía pudo haber sido debida a que los efectos de El Niño se debilitaron a causa de la influencia que tuvo el Océano Índico, sumado a que la dinámica interna de la atmósfera pudo haber producido anomalías de baja frecuencia. Con respecto al Océano Índico, los experimentos IOGA mostraron que el Océano Índico cumplió un rol importante en los cambios en la circulación atmosférica de los niveles altos, existiendo ya antecedentes sobre resultados similares sobre la influencia del Océano Índico sobre ENSO (por ejemplo Cazes Boezio y Talento 2016). Adicionalmente, la sensibilidad a las condiciones iniciales pudieron contribuir: existieron simulaciones particulares que reflejaron precipitaciones por debajo de lo normal, y en las cuales el viento meridional mostró anomalías de circulación anticiclónica al oeste del Uruguay, pudiéndose asociar a precipitaciones por debajo de lo normal. En consecuencia, se encontró que la variabilidad interna de la atmósfera pudo ser otro

posible motivo por el cuál las precipitaciones sobre Uruguay en la temporada estudiada fueron por debajo de lo normal.

Como segunda hipótesis, el modelo podría tener deficiencias sistemáticas que hayan influenciado los resultados de las simulaciones, subestimando las anomalías de precipitaciones en nuestra región. Para explorar esta posibilidad se debería realizar simulaciones en un período de tiempo mucho más prolongado, considerando un conjunto de muchos años de la misma temporada, para investigar la performance del modelo.

Finalmente, mediante el análisis de la RWS, se confirmaron los resultados sobre la generación de trenes de Ondas de Rossby, y de cómo el Océano Índico pudo haber actuado de modulador de las influencias de los océanos sobre la circulación atmosférica.

## **5. Bibliografía**

ACEITUNO, P. (1988): *On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate*. Monthly Weather Review 116, 505-524.

ACEITUNO, P. (1989): *On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part II: Upper-Air Circulation*. Journal of Climate 2,341-355.

BARREIRO, M., TIPPMANN, A. (2008): *Atlantic modulation of El Niño influence on summertime rainfall over southeastern South America*. Geophysical Research Letters, vol 35, L16704 doi:10.1029/2008GL035019.

BJERKNES, J. (1969): *Atmospheric teleconnections from the Equatorial Pacific*. Monthly Weather Review, Volume 97, number 3.

CAZES-BOEZIO, G., PISCIOTTANO, G. (2000): *Climate Variability in Southeastern Southamerica related to ENSO. A numerical study*. American Meteorological Society. Sixth International Conference on Southern Hemisphere, Meteorology and Oceanography.6B.9, 186-187.

CAZES-BOEZIO, G., ROBERTSON, A. W., MECHOSO, C. R. (2003): *Seasonal Dependence of ENSO Teleconnections over South America and relationships with*

*Precipitation in Uruguay*. Journal of Climate 14, 3801-3818.

CAZES-BOEZIO, G., MENEMENLIS, D., and MECHOSO C. R. (2008): *Impacts of ECCO Ocean-State Estimates on the Initialization of Seasonal Climate Forecasts*. Journal of Climate 21(9), 1929-1947.

CAZES-BOEZIO, G., TALENTO, S., PISCIOTTANO, G. (2012): *Seasonal probability forecasts of december-january-february precipitation in northern Uruguay and Rio Grande do Sul obtained with the coupled forecast system v2 of NOAA and statistical downscaling*. Revista Brasileira de Meteorologia 27, n.4, 377-387.

CAZES-BOEZIO, G., TALENTO, S. (2016): *La Niña events before and after 1979 and their impact in Southeastern South America during austral summer: role of the Indian Ocean*. Climate Research 68, 257-276.

GETREUER, P. (2011): *Linear Methods of Image Interpolation*. Image Processing online 1 pp: 238-259 [https://doi.org/10.5201/ipol.2011.g\\_lmii](https://doi.org/10.5201/ipol.2011.g_lmii)

GILL, A. E. (1980): *Some simple solutions for heat -induced tropical circulation*. Quart. J. R. Met. Soc. (1980), 106, pp. 447-462.

GRIMM, A., BARROS, V. R., DOYLE M. E. (2000): *Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events*. Journal of Climate 13, 35-58.

HOSKINS B. J., SIMMONS A. J., ANDREWS D. G. (1977): *Energy dispersion in a barotropic atmosphere*. Royal Meteorological Society. <https://doi.org/10.1002/qj.49710343802>

HOSKINS B. J. y D. KAROLY, (1981): *The steady response of a spherical atmosphere to a thermal and orographic forcing*. J. Atmos. Sci, 37, 1179-1196.

KALNAY, E., et al. (1996): *The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project*. Bulletin of the American Meteorological Society. 77,437-471. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP >2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP >2.0.CO;2)

LYNCH, P. (1988): *Deducing The Wind from Vorticity and Divergence*. Monthly Weather Review, 116(1), 86-93.

MARTIN-GÓMEZ, V., BARREIRO, M., MOHINO, E. (2020): *Southern Hemisphere*

*Sensitivity to ENSO Patterns and Intensities: Impacts over Subtropical South America.* Int. J. Climatology, DOI:10.1002/joc.6577.

NOBRE, P., MARENGO, J., CAVALCANTI I., OBREGON, G., BARROS, V., CAMILLONI I., CAMPOS, N., FERREIRA, A. (2006): *Seasonal-to-decadal predictability and prediction of South American Climate.* Journal of Climate - Special Section 19, 5988-6004.

PISCIOTTANO, G., DÍAZ, A., CAZES-BOEZIO, G., MECHOSO, C. R. (1994): *El Niño-Southern Oscillation impact on Rainfall in Uruguay.* Journal of Climate 7, 1286-1302.

REYNOLDS R. W., RAYNER, N. A., SMITH, T. M., STOKES, D. C, WANG, W. (2002): *An improved in situ and satellite TSM analysis for climate.* Journal of Climate 15, 1609-1625.

ROPELEWSKI, C. F., HALPERT, M. S. (1987): *Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño/Southern Oscillation.* Monthly Weather Review 115, 1606-1626.

ROPELEWSKI, C. F., HALPERT, M. S. (1989): *Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation.* Journal of Climate 2, 268-284.

SAHA, S., et al. (2014): *The NCEP Climate Forecast System Version 2.* Journal of Climate 27, 2185:2208.

SKAMAROCK, W. C., KLEMP, J. B., DUDHIA, J., GILL, D. O., LIU, Z., BARKER, D. M. WANG, W y POWER, J. G. (2005). *A Description of the Advanced Research WRF Model Version 2* (No. NCAR/TN-468+STR). University Corporation for Atmospheric Research. doi:10.5065/D6DZ069T.

SKAMAROCK, W. C., KLEMP, J. B., DUDHIA, J., GILL, D. O., LIU, Z., BERNER, J., ... HUANG, X. -yu. (2019). *A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4.1* (No. NCAR/TN-556+STR). doi:10.5065/1dfh-6p97.

SARDESHMUKH, P. D., and B. J. HOSKINS, (1988): *The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence.* J. Atmos. Sci., 45 , 1228–1251.

SILVA G. A. M., AMBRIZZI T., MARENGO J. A. (2009): *Observational evidences of the*

*modulation of the South American Low Level Jet east of the Andes according to the ENSO variability.* Ann. Geophys. 27, 645-657.

XIE, P. and ARKIN, P. A., (1997): *Global precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs.* Bulletin of the American Meteorological Society, 78(11), 2539-2558.

ZAMBONI, L., MECHOSO, C. R., KUCHARSKI, F. (2010): *Relationships between Upper-Level Circulation over South America and Rainfall over Southeastern South America: A Physical Base for Seasonal Predictions.* Journal of Climate 23, 3300-3315.

Libros revisados:

HOLTON, J. R. (2004): *An introduction to dynamic Meteorology.* International Geophysical Series, Volume 88. Fourth edition.

WILKS, D. S. (2006): *Statistical methods in the atmospheric sciences.* Second Edition, Department of Earth and Atmospheric Sciences Cornell University. Volume 91 in the International Geophysics Series.

Páginas revisadas:

[https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user\\_guide\\_v4/v4.1/contents.html](https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_v4/v4.1/contents.html)

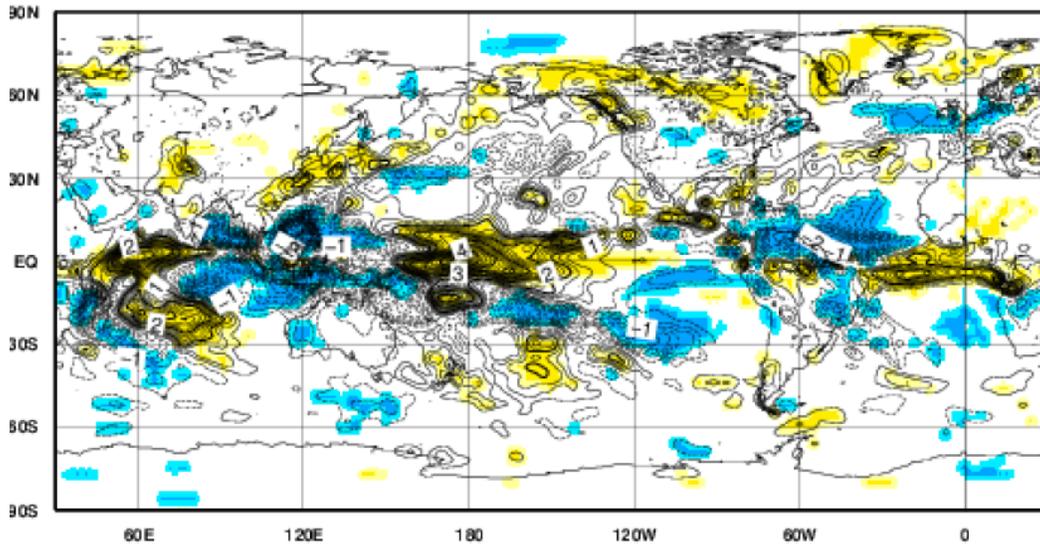
## **6. Anexo**

**En este capítulo final se dejarán a disposición algunos resultados que no fueron presentados en el trabajo, y una sección sobre la teoría de las ondas de Rossby.**

### **6.1. *Salidas de reanálisis R\_GOGA y R\_POGA.***

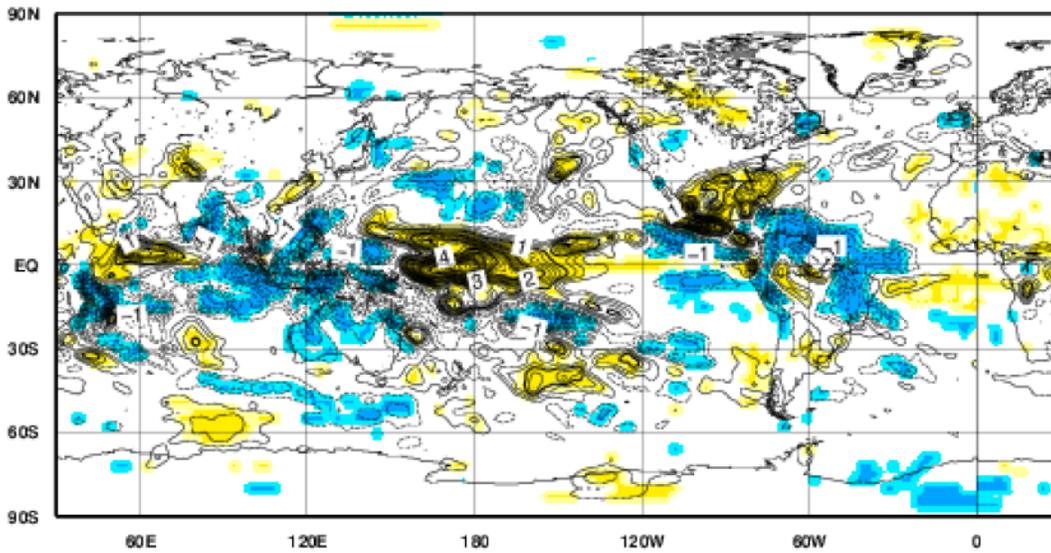
En esta sección se muestran los campos de anomalías de precipitación global, viento meridional en 200 hPa, y viento meridional en 850 hPa, de las simulaciones forzadas con anomalías de TSM de reanálisis, siendo estas R\_GOGA y R\_POGA.

### Anomalía de precipitación global de R\_GOGA



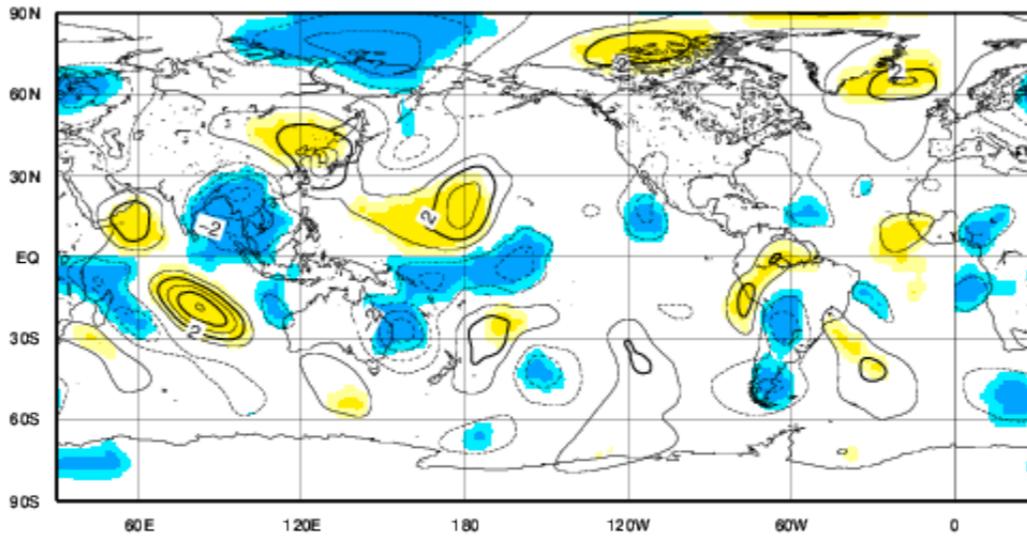
**Figura 38:** Anomalía de precipitación global de la simulación R\_GOGA, en mm/día. Los intervalos de los contornos son de 0/25 mm/día.

### Anomalía de precipitación global de R\_POGA



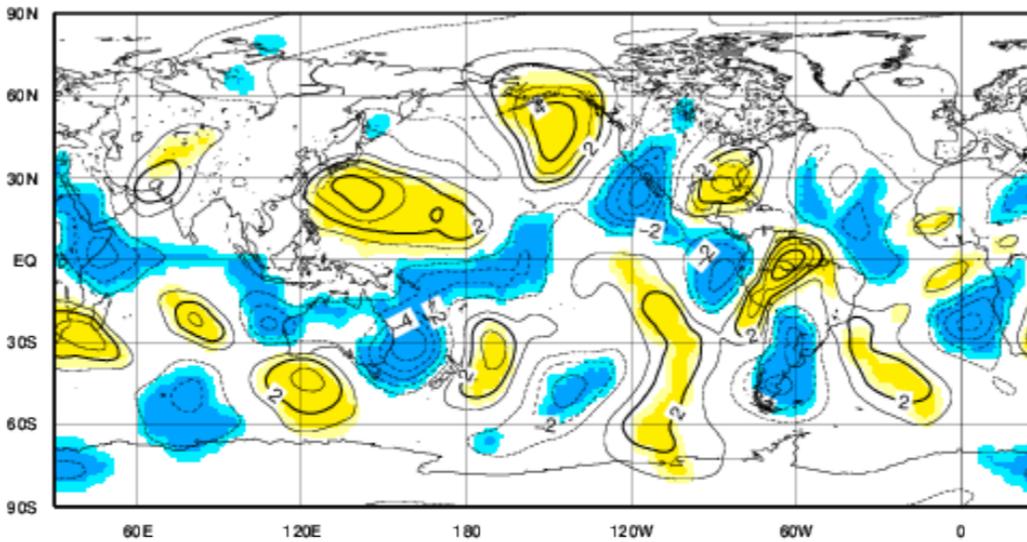
**Figura 39:** Anomalía de precipitación global de la simulación R\_POGA, en mm/día. Los intervalos de los contornos son de 0.25 mm/día.

### Anomalia de viento meridional en 200 hPa de R\_GOGA



**Figura 40:** Anomalia de viento meridional en 200 hPa de la simulación R\_GOGA, en m/s. Los intervalos de los contornos son de 1 m/s.

### Anomalia de viento meridional en 200 hPa de R\_POGA



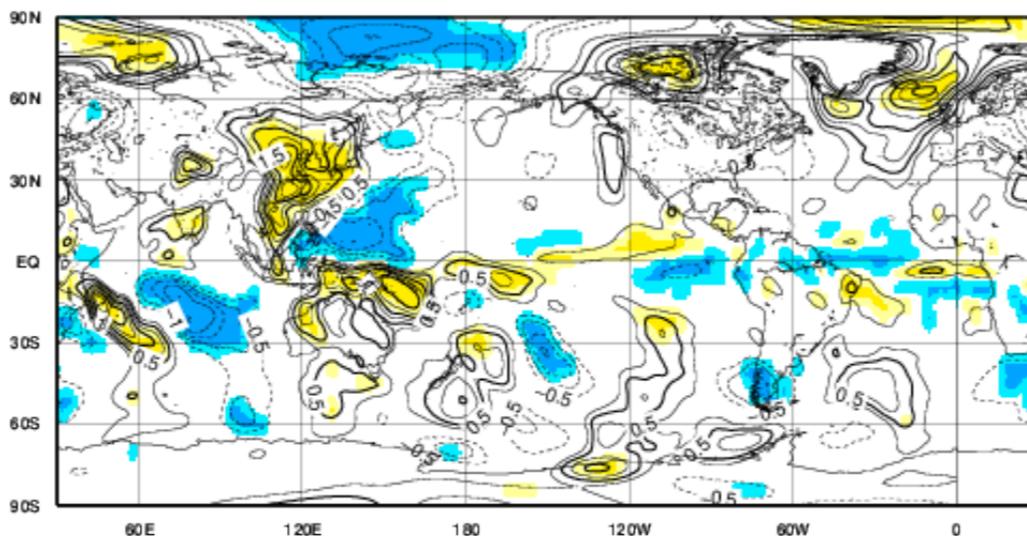
**Figura 41:** Anomalia de viento meridional en 200 hPa de la simulación R\_POGA, en m/s. Los intervalos de los contornos son de 1 m/s.

Las figuras 38 y 39 representan las anomalías de precipitación de las simulaciones R\_GOGA y R\_POGA. En las mismas se pueden observar anomalías de precipitación

positivas sobre la región del Pacífico ecuatorial central. Además, con respecto a Uruguay, ambas presentan anomalías positivas de precipitación, pero con mayor precipitación y abarcando una región mayor en las salidas R\_POGA.

Luego, a partir de las figuras 40 y 41 de viento meridional en 200 hPa de las simulaciones R\_GOGA y R\_POGA se observa que los resultados fueron muy similares a los de las salidas con pronósticos del CFS-v2. En ambas simulaciones se observa un tren de ondas significativo al 95 % de dos colas, generando anomalías sobre la región sudamericana, que son consistentes a las anomalías de TSM sobre el océano Pacífico, pero con una señal más débil de la onda en las simulaciones R\_GOGA que en R\_POGA. Por otro lado, las figuras 42 y 43 que representan el viento meridional en 850 hPa, se observa una gran diferencia entre R\_GOGA y R\_POGA sobre Uruguay, ya que en las simulaciones R\_POGA se observan anomalías significativas negativas de viento, que están asociadas a un LLJ más intenso de lo normal, mientras que en las salidas R\_GOGA no se observan. Estos aspectos son consistentes con las anomalías de precipitación observadas en las figuras 38 y 39.

Anomalía de viento meridional en 850 hPa de R\_GOGA



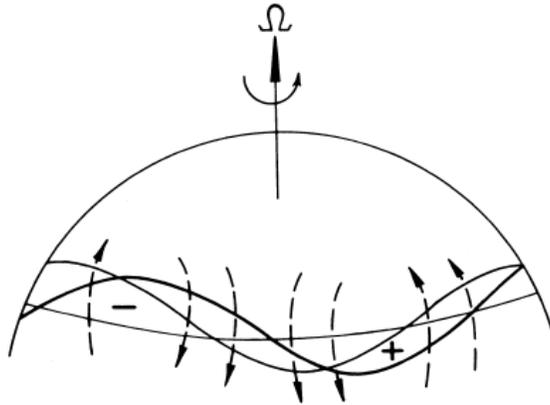
**Figura 42:** Anomalía de viento meridional en 850 hPa de la simulación R\_GOGA, en m/s. Los intervalos de los contornos son de 0.25 m/s.



relativa para compensar este cambio en la vorticidad planetaria. La ecuación de vorticidad absoluta se puede escribir de la siguiente forma:

$$\eta = \zeta + f_1 = f_0 \Rightarrow \zeta = f_0 - f_1 = -\beta\delta y \quad (11)$$

Siendo  $\zeta$  la vorticidad relativa generada, y definiendo  $\beta \equiv \frac{df}{dy}$  como el gradiente de vorticidad planetaria. La vorticidad relativa generada por cualquier perturbación provoca vientos meridionales que producen advección a la cadena de parcelas de fluido hacia el norte y sur, moviendo hacia el oeste al máximo y mínimo de vorticidad relativa de la onda. Entonces, la propagación del campo de vorticidad relativa constituye una onda de Rossby. Se muestra en la siguiente figura un ejemplo de lo explicado anteriormente:



**Figura 44:** Ejemplo de campo de perturbación de vorticidad y campo de velocidad inducida, para una cadena de fluidos desplazada meridionalmente. Fuente: Holton, 2004.

Las ondas se pueden caracterizar mediante sus propiedades, como la velocidad de fase y grupo. La velocidad de fase es la velocidad a la que se propaga la onda en cierto medio, mientras que la velocidad de grupo es la velocidad a la que viaja la energía o información de la onda. Para ver el concepto de velocidad de fase y grupo se estudian las ondas mediante la conservación de la componente vertical de la vorticidad, aplicando la aproximación de  $f$  en el plano  $\beta$ . Entonces se obtiene:

$$\frac{d\zeta}{dt} + \beta \cdot \vec{v} = 0 \quad (12)$$

Considerando un flujo horizontal no divergente, se puede escribir la ecuación 12 en términos de la función corriente  $\psi$  mediante la siguiente definición:

$$\zeta = \nabla^2 \psi \quad (13)$$

Además, si se parte de un flujo zonal caracterizado por una velocidad zonal base  $U$  más pequeñas perturbaciones horizontales, se puede escribir la ecuación 12 de las perturbaciones como:

$$\frac{\partial(\nabla^2 \psi')}{\partial t} + U \frac{\partial(\nabla^2 \psi')}{\partial x} + \beta \frac{\partial \psi'}{\partial x} = 0 \quad (14)$$

En la ecuación 14 se eliminaron términos que contenían productos de las perturbaciones por ser despreciables frente al resto. Entonces, si se impone una solución sinusoidal, se puede calcular la relación de dispersión de las ondas obteniendo el siguiente resultado:

$$\omega = Uk - \frac{\beta k}{k^2 + l^2} \quad (15)$$

Siendo  $k$  y  $l$  los números de onda zonal y meridional. Si tan solo se considerara la componente zonal de la onda, se obtendría la siguiente velocidad de fase:

$$c_x = U - \frac{\beta}{k^2} \quad (16)$$

A partir de la ecuación 16 se puede deducir que las ondas de Rossby con las consideraciones simplificadas del plano  $\beta$  se propagan hacia el oeste con respecto al flujo zonal. Además, se destaca que la velocidad de fase crece rápidamente al aumentar la longitud de onda, ya que esta es inversamente proporcional al número de

onda al cuadrado. Para ondas lo suficientemente largas, podría ocurrir que esta velocidad sea suficiente para compensar el flujo zonal, resultando una perturbación estacionaria relativa a la superficie terrestre.

Las ondas de Rossby bajo estas condiciones son dispersivas, ya que su velocidad de fase depende de  $k$ . De la dispersión surge el concepto de la velocidad de grupo, que es la velocidad a la cual se propaga la perturbación observable, por lo tanto representa la propagación de energía de una onda. Para obtenerla, se derivan las velocidades de fase según el número de onda. En el caso estudiado, se puede definir entonces de la siguiente manera:

$$c_{gx} = U + \frac{\beta}{k^2} \quad (17)$$

Deduciendo que la propagación de velocidad de grupo de las ondas de Rossby en estas condiciones es hacia el este con respecto al flujo zonal.

Se puede pensar en el concepto de estas velocidades de fase y grupo, si se obtuviesen las velocidades a la que se propaga la superposición de muchas perturbaciones pequeñas con diferentes frecuencias y longitudes, que resultan en la composición de una onda envolvente y otra onda transportadora, cuya amplitud está modulada por la amplitud anterior. La onda envolvente viaja a la velocidad de grupo, mientras que la onda transportadora a la velocidad de fase.

Las ondas de Rossby se pueden generar mediante la existencia de un forzante externo. En un dominio esférico, la dispersión de las ondas de Rossby se pueden dividir en dos tipos de forzantes: ondas de Rossby generadas mediante un forzante 1) no estacionario y 2) estacionario. El forzante no estacionario consiste por ejemplo en una perturbación que ocurre de repente, pero que no es constante, mientras que el caso estacionario sería un forzante constante en el tiempo. Entonces, en el caso 1) no estacionario, se generan ondas que se dispersan en dentro del dominio.

Como ejemplo, se discuten los efectos de una perturbación no estacionaria en el campo de divergencia en niveles altos de la atmósfera, que generan ondas que se dispersan en el dominio esférico. La dispersión de las ondas de Rossby se puede

explicar mediante el concepto de velocidad de grupo, que como se explicó anteriormente, es la velocidad de la envolvente de máximos y mínimos y de nodos = 0. Para explicar un poco estos procesos, se mostrará un ejemplo obtenido del trabajo de Hoskins et al., 1977.

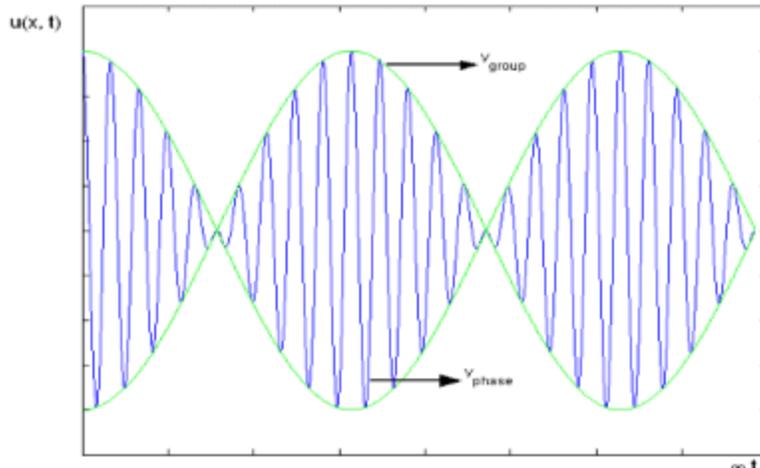
El trabajo comienza con la aproximación del plano beta en latitudes medias. Se analizan dos ondas con el mismo número de onda meridional pero diferente número de onda zonal, suponiendo que en cierto instante inicial ambas tienen máxima amplitud en el origen y se mueven ambas hacia el oeste, pero una de ellas se mueve más rápido. En la coordenada zonal, los números de onda de cada onda se definen como  $(k_1, l)$  y  $(k_2, l)$ , por lo tanto las longitudes de onda zonales serán diferentes:  $2\pi/k_1 > 2\pi/k_2$ .

Ambas ondas se propagan hacia el oeste pero la de mayor longitud de onda se mueve más rápido. Entonces, si estas ondas se superponen, la onda resultante puede escribirse de la siguiente manera:

$$\Psi(x, t) = A \operatorname{sen}(k_1 x - \omega_1 t) + A \operatorname{sen}(k_2 x - \omega_2 t) \rightarrow$$

$$\Psi(x, t) = 2A \operatorname{sen}\left(\frac{k_1+k_2}{2}x - \frac{\omega_1+\omega_2}{2}t\right) \operatorname{cos}\left(\frac{k_1-k_2}{2}x - \frac{\omega_1-\omega_2}{2}t\right) \quad (18)$$

La onda resultante se puede interpretar como una de frecuencia angular  $\omega = \frac{\omega_1+\omega_2}{2}$ , número de onda zonal  $k = \frac{k_1+k_2}{2}$ , y con una amplitud variable  $2A \operatorname{cos}\left(\frac{k_1-k_2}{2}x - \frac{\omega_1-\omega_2}{2}t\right)$ , que no es constante ya que varía con el tiempo. La siguiente imagen muestra la forma de la onda resultante:



**Figura 45:** Onda resultante de la superposición de dos ondas.

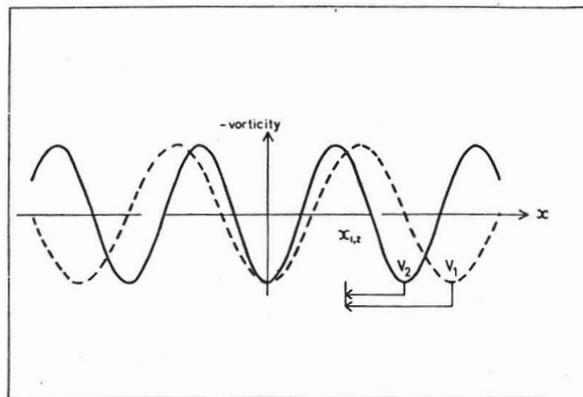
Si suponemos que  $k_1 \approx k_2$  y  $\omega_1 \approx \omega_2$ , la velocidad de dicha onda estará dada por:

$$c = \frac{\omega_1 + \omega_2}{k_1 + k_2} \Rightarrow \frac{\omega}{k} \quad (19)$$

En cambio, la velocidad de la onda que modifica la amplitud de la onda total, siendo esta la velocidad de la envolvente, o velocidad de grupo, si consideramos que  $\Delta k \rightarrow 0$ , está dada por:

$$\frac{\omega_1 - \omega_2}{k_1 - k_2} = \frac{\Delta\omega}{\Delta k} \approx \frac{\partial\omega}{\partial k} = c_g \quad (20)$$

La figura 46 muestra un ejemplo de la vorticidad de las ambas ondas:



**Figura 46:** Vorticidad a cierta latitud asociada con dos ondas de Rossby con el mismo número de onda meridional  $l$ .  
Fuente: Hoskins et al., 1977.

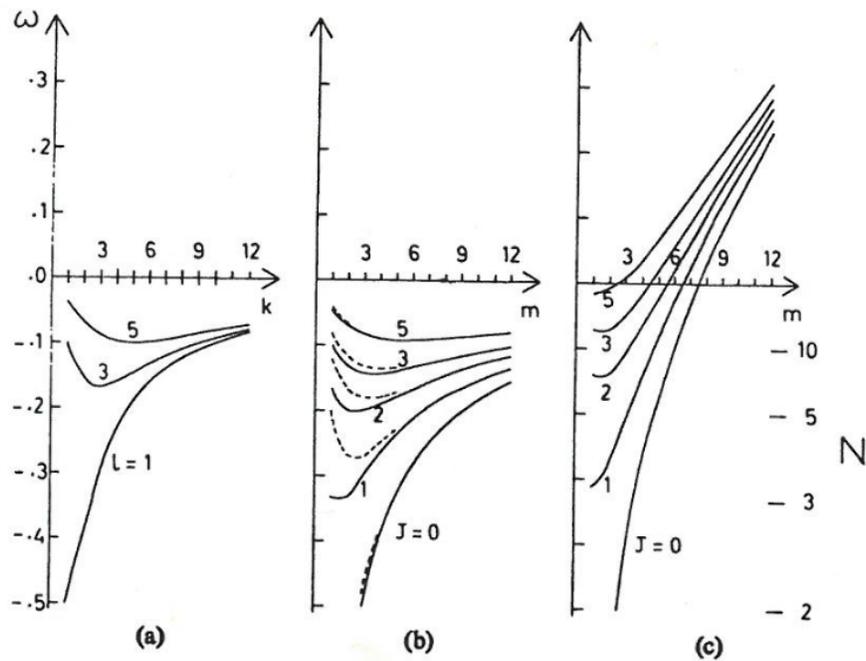
Posteriormente se muestra cómo cambia la propagación de energía de las ondas, teniendo como consideración que el dominio de propagación sea esférico. En los párrafos anteriores se consideraron las aproximaciones del plano beta en latitudes medias, es de interés ver el caso de las ondas de Rossby en un dominio esférico, llamadas Rossby - Haurwitz. Una onda de Rossby - Haurwitz longitud de onda zonal  $m$  y frecuencia  $\omega$  tienen una función corriente de la siguiente forma:

$$\psi = Re\left\{\widehat{\psi}e^{i(m\lambda-\omega t)}P_n^m(\mu)\right\} \quad (21)$$

Donde  $P_n^m$  es una función de Legendre de orden  $m$  y grado  $n$ , con longitud de onda  $\lambda$  y  $\mu$  es el seno de la latitud. Su velocidad de fase hacia el este es  $\omega/m = -2\Omega/n(n+1)$ . Los parámetros  $m$  y  $n$  de la ecuación anterior se pueden interpretar como los nodos zonales y meridionales respectivamente, ya que los polinomios de Legendre son armónicos periódicos en una esfera.

El trabajo de Hoskins considera ondas en el dominio esférico con un forzante no estacionario. En primer lugar considera un ejemplo con una atmósfera barotrópica en una esfera rotante, con un flujo zonal nulo y una perturbación inicial que consiste en una anomalía de vorticidad positiva en 30N, y considerando sólo el hemisferio norte. Este observa que la vorticidad positiva se mueve hacia el oeste habiendo pasado un día, y aparece una vorticidad negativa al este. Pasando dos días y medio la vorticidad negativa se mueve hacia el oeste también bajando su magnitud y otra vorticidad positiva aparece al este de la misma. Este proceso continuó de manera cíclica hasta el día 5 y medio y otra vez más hasta el día 8. Cada componente de la onda de Rossby y los centros de vorticidad se mueven hacia el oeste, pero la energía se mueve hacia el este, con una dispersión pequeña. La mayor diferencia que tiene este caso con el plano beta es que hay una falta de dispersión de energía en particular luego del primer día.

La figura 47 describe las curvas de dispersión mostrando la frecuencia  $\omega$  en el eje "y" y el número de onda zonal  $k$  en el eje "x", y se muestra para distintos números de onda meridionales  $l$  enteros. Cuando dos ondas de la misma frecuencia se encuentran en fase, se refuerzan y forman lo que sería una onda con mayor amplitud. El caso a) indica el plano beta en latitudes medias, mientras que el b) indica las ondas de Rossby-Haurwitz en una atmósfera esférica en reposo, por lo que se grafica  $\omega/\Omega$  en el eje vertical y  $m$  en el horizontal, y la gráfica c) las mismas ondas en la esfera pero super-rotante con cierta velocidad angular.



**Figura 47:** Curvas de dispersión mostrando la frecuencia en el eje vertical y el número de onda en el eje horizontal para las ondas de Rossby. (a) Aproximación de plano beta en latitudes medias, (b) ondas de Rossby-Haurwitz en una atmósfera esférica en reposo y (c) Igual que (b) pero en una atmósfera rotante.

Fuente: Hoskins et al., 1977.

La velocidad de grupo en los gráficos de la figura 47 se calcula obteniendo la pendiente, que para cada  $l$  es diferente. Entonces esto tiene sentido si la pendiente de la línea que forma  $l$  es constante (una línea recta).

En la gráfica a) de la figura 47, dado que para cada  $l$  los puntos no forman una línea recta, los reforzamientos ocurren a distintos tiempos, por lo que debe existir dispersión

de energía. Sin embargo, hay ciertos casos como  $l = 3$  y  $4 \leq k \leq 10$ , en los que la dispersión es muy pequeña ya que la pendiente es casi una recta, estos son los valores para los cuales tiene sentido la velocidad de grupo.

Luego, en el caso de la gráfica b) se define  $J = n - |m|$  como el número de onda meridional ya que representa la cantidad de ceros entre el polo y el ecuador. Para este caso la energía de las ondas más largas ( $m \leq J$ ) en general se propaga hacia el oeste, mientras que en el rango  $J + 2 \leq m < 12$  tienden a propagarse hacia el este con una dispersión pequeña, ya que las curvas son casi líneas rectas. Entonces, velocidad de grupo para este caso se puede calcular para valores de  $J + 2 \leq m < 12$ .

Finalmente, en la gráfica c) que considera la super-rotación, mediante un flujo básico de velocidad zonal  $U = R \cos(\phi) \Omega$ , siendo  $R$  el radio de La Tierra y  $\phi$  la latitud y definiendo  $v = R \cos(\phi)$ , tenemos una velocidad de:

$$\frac{\omega}{\Omega m} = v - \frac{2(1+v)}{n(n+1)} \quad (22)$$

se considera un  $n_s$  en el cuál la velocidad de fase sea nula. Para este caso, los valores de  $m$  para cada  $J$  son muy parecidos a una línea recta que cruzaría el eje de  $m$  en  $m = n_s - J$ .

Se considera ahora el mismo caso de atmósfera barotrópica con una anomalía de vorticidad positiva que aparece en el hemisferio norte pero se agrega el hemisferio sur. Luego de un día el campo de vorticidad se comporta igual al caso hemisférico. Sin embargo, pasados dos días y medio se observa una diferencia importante, el primer ciclón al este redujo su amplitud y se observa una inclinación SW-NE. Ya el siguiente centro anticiclónico se está desarrollando en el hemisferio sur. Al día 8 se observa una dispersión mucho mayor que en el caso hemisférico, y el centro de vorticidad más significativo se muestra en el hemisferio sur. Esto muestra la transferencia de energía cruzando el ecuador no predicha por la simplificación del plano beta ni por el caso del modelo hemisférico.

Por otro lado, en el caso de las ondas en dominio esférico con un forzante estacionario (caso 2), se generan ondas de velocidad de propagación nula, que modifican la onda estacionaria planetaria, es decir las asimetrías en la circulación zonal en las regiones más allá de los trópicos. Cuando ocurren asimetrías en el calentamiento tropical, se producen asimetrías en la circulación zonal, generando también asimetrías en ambos hemisferios, que se pueden estudiar como una combinación de ondas de Rossby de velocidad nula. Por ejemplo, una anomalía de divergencia relativamente estacionaria en niveles altos de la atmósfera genera perturbaciones estacionarias en la circulación atmosférica de cada hemisferio. El trabajo de Hoskins y Karoly (1981) explica estos procesos mediante la modelación de las ondas de Rossby estacionarias en un dominio esférico. Esta teoría genera una técnica de estudio de refracción de ondas de Rossby estacionarias, que en casos idealizados da resultados consistentes con algunas características de teleconexiones estacionarias observadas.

En resumen, en el caso de las ondas no estacionarias surge una perturbación que antes no estaba. Esto genera ondas que se dispersan por el globo. La dispersión efectiva está controlada por la velocidad de grupo, que recorta la amplitud del conjunto de ondas. Estas ondas quedan transportándose hacia un lado y hacia el otro por el dominio esférico.

Si la perturbación permanece en el tiempo, se generan ondas estacionarias con  $\omega = 0$ . El término de la divergencia ( $f\nabla \cdot \vec{v}$ ) contribuye con la advección de vorticidad relativa y el efecto beta para anular la tendencia de vorticidad ( $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ ) (Cazes-Boezio y Pisciotano, 2000). Estas ondas estacionarias se explican al realizar una media móvil con 30 o 90 días y en valores instantáneos se superponen con las no estacionarias. Además, como se expresó, las asimetrías zonales de divergencia ecuatoriales estacionarias generan asimetrías zonales en subtrópicos y trópicos por ondas de Rossby estacionarias. (Karoly et al., 1998, Quintanar y Mechoso, 1995). Finalmente, en cuanto a la relación entre las anomalías del viento divergente en niveles altos de la atmósfera y las ondas de Rossby, se utiliza el concepto de RWS expresado en la sección 3.8 del capítulo 3.